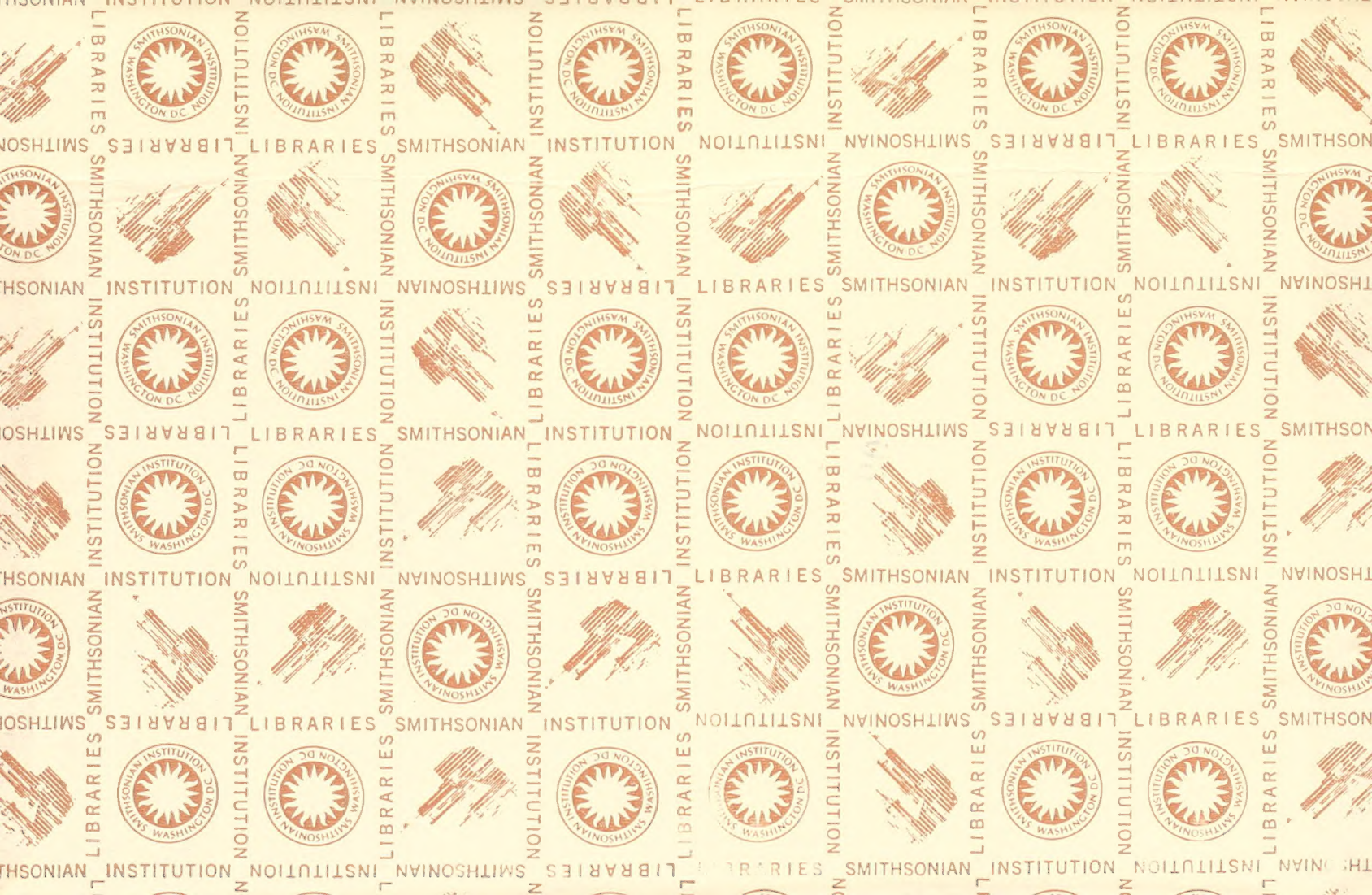
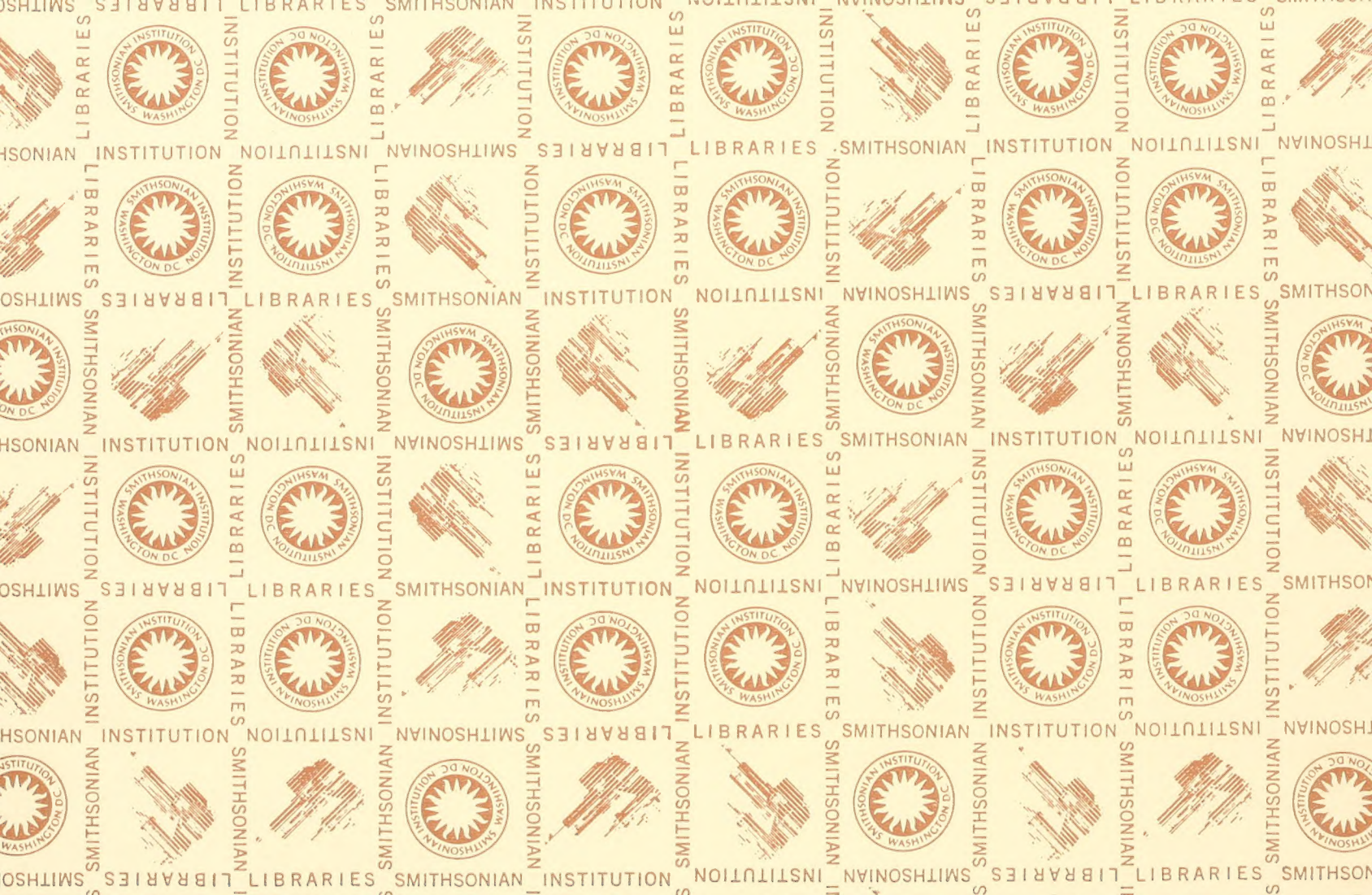

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

701
M96
ST NH

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 20

INHALT

Horst Gall † 3

BARTHEL, K. WERNER & GERHARD SCHAIRER: Zur Verbreitung von *Idoceras balderum* (OPPEL) (Ammonoidea, oberstes Unterkimmeridge) im südlichen Fränkischen Jura (Tafel 1) 11

BUFFETAUT, ERIC & PETER WELLNHOFER: Der Krokodilier *Teleorhinus* OSBORN, 1904 (Mesosuchia, Pholidosauridae) im Regensburger Grünsandstein (Obercenoman) (Tafel 8) .. 83

FORSTMEYER, ALFRED: Die glazialen und postglazialen Sedimente bei Pfraundorf im Altmühltal mit neuen Bohrungen und Zeitmarken auf der südlichen Frankenalb 187

GALL, HORST †: Eine Gastropodenfauna aus dem Landshuter Schotter der Oberen Süßwassermolasse (Westliche Paratethys, Badenien) von Gündlkofen/Niederbayern 51

HAGN, HERBERT & ESMAIL MOUSSAVIAN: Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau) (Tafel 11–12) 137

HEISSIG, KURT: Ein neuer Fund des pleistozänen Moschusochsen in Bayern (Tafel 10) 133

HILTERMANN, HEINRICH: Ein limnisches Jungtertiär-Profil aus dem Randecker Maar (Schwäbische Alb) 175

JUNG, WALTER & HELMUT MAYR: Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung 159

SCHLEICH, HANS-HERMANN: Eine europäische Sumpfschildkröte *(Emys orbicularis* [L.]) in postglazialen Sedimenten bei Osterhofen (Niederbayern) (Tafel 9) 113

SCHÖTZ, MANFRED: *Anomalomys minor* FEJFAR, 1972 (Rodentia, Mammalia) aus zwei jungtertiären Fundstellen Niederbayerns 119

SEYED-EMAMI, KAZEM: *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran (Tafel 2–3) 17

TRAUB, FRANZ: Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 1. Fortsetzung (Tafel 4–6) 29

WELLNHOFER, PETER: Flugsaurierreste aus der Gosau-Kreide von Muthmannsdorf (Niederösterreich) – ein Beitrag zur Kiefernmechanik der Pterosaurier 95

WITT, WOLFGANG: *Callistocythere lagaaiji* nom. nov. für *C. reticulata* WITT, 1967 non *C. reticulata* HANAI, 1957 (Tafel 7) 79

MÜNCHEN, 15. Dezember 1980

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	20	204 S.	12 Taf.	München, 15. 12. 1980

ISSN 0077-2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 20

SMITHSONIAN
FEB 1 1 1981
LIBRARIES

INHALT

Horst Gall † 3

BARTHEL, K. WERNER & GERHARD SCHAIRER: Zur Verbreitung von *Idoceras balderum* (OPPEL) (Ammonoidea, oberstes Unterkimmeridge) im südlichen Fränkischen Jura (Tafel 1) 11

BUFFETAUT, ERIC & PETER WELLNHOFER: Der Krokodilier *Teleorhinus* OSBORN, 1904 (Mesosuchia, Pholidosauridae) im Regensburger Grünsandstein (Obercenoman) (Tafel 8) .. 83

FORSTMEYER, ALFRED: Die glazialen und postglazialen Sedimente bei Pfraundorf im Altmühltal mit neuen Bohrungen und Zeitmarken auf der südlichen Frankenalb 187

GALL, HORST †: Eine Gastropodenfauna aus dem Landshuter Schotter der Oberen Süßwassermolasse (Westliche Paratethys, Badenien) von Gündlkofen/Niederbayern 51

HAGN, HERBERT & ESMAIL MOUSSAVIAN: Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau) (Tafel 11–12) 137

HEISSIG, KURT: Ein neuer Fund des pleistozänen Moschusochsen in Bayern (Tafel 10) 133

HILTERMANN, HEINRICH: Ein limnisches Jungtertiär-Profil aus dem Randecker Maar (Schwäbische Alb) 175

JUNG, WALTER & HELMUT MAYR: Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung 159

SCHLEICH, HANS-HERMANN: Eine europäische Sumpfschildkröte *(Emys orbicularis* [L.]) in postglazialen Sedimenten bei Osterhofen (Niederbayern) (Tafel 9) 113

SCHÖTZ, MANFRED: *Anomalomys minor* FEJFAR, 1972 (Rodentia, Mammalia) aus zwei jungtertiären Fundstellen Niederbayerns 119

SEYED-EMAMI, KAZEM: *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran (Tafel 2–3) 17

TRAUB, FRANZ: Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 1. Fortsetzung (Tafel 4–6) 29

WELLNHOFER, PETER: Flugsaurierreste aus der Gosau-Kreide von Muthmannsdorf (Niederösterreich) – ein Beitrag zur Kiefernmechanik der Pterosaurier 95

WITT, WOLFGANG: *Callistocythere lagaaiji* nom. nov. für *C. reticulata* WITT, 1967 non *C. reticulata* HANAI, 1957 (Tafel 7) 79

MÜNCHEN, 15. Dezember 1980

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	20	204 S.	12 Taf.	München, 15. 12. 1980

ISSN 0077-2070

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 20 | 3–10 | München, 15. 12. 1980

Horst Gall

31. Januar 1938 – 25. September 1980

Dr. Horst Gall

Am 25. September 1980 erlag Diplomgeologe Dr. Horst Gall, Konservator an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München, der tückischen Erkrankung, die ihn im Februar 1980 in die Klinik gezwungen hatte; eine gut überstandene erste Operation im Februar schien ihm alsbald Gesundheit und volle Arbeitskraft wiederzugeben; doch verschlimmerte sich das Leiden im Sommer und machte jede Hoffnung zunichte.

Geboren am 31. Januar 1938 zu Schnellmannskreuth bei Aichach als Sohn des Volksschullehrers Franz Gall und dessen Ehefrau Josephine, geb. Langwieser, besuchte er von 1944 bis 1949 die Volksschule in Spatzenhausen, wohin sein Vater versetzt worden war, dann bis 1955 im nahen Murnau die Realschule und bis zum Abschluß mit der Reifeprü-

fung im Sommer 1958 die Oberrealschule mit Gymnasium in Weilheim. Nach einjährigem Wehrdienst begann er im Herbst 1959 das Studium der Geologie und Paläontologie an der Ludwig Maximilians Universitat in Munchen, legte hier am 10. Januar 1962 die Diplomgeologen-Vorprufung, am 18. Februar 1965 die Diplomgeologen-Hauptprüfung ab und wurde am 12. Februar 1969 zum Dr. rer. nat. promoviert. Anschließend war er am Münchner Universitatsinstitut für Palaontologie und historische Geologie als Wissenschaftlicher Mitarbeiter – mit Forderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft – und ab November 1970 als Wissenschaftlicher Assistent tatig. Am 1. September 1975 wurde er an die Bayerische Staatssammlung fur Palaontologie und historische Geologie in München übernommen und hier am 1. April 1979 zum Konservator ernannt.

Bis zu seiner Erkrankung hatte sich Horst Gall einer robusten Gesundheit erfreut; er war ein trainierter Sportler, trieb besonders Ballsport, während der Schulzeit Fußball, später Volleyball, Eishockey und Tennis. 1965 hat er die Ehe mit Ingrid Reis geschlossen; der Ehe entstammt die Tochter Kristin. Sein Lebensweg verlief wie selten einer geradlinig; er gehörte der Generation an, die – zumal im ländlichen Oberbayern – von den Kriegs- und Nachkriegsunbilden kaum mehr Eindrucke erhalten hat. Viel mehr aber als dieses Verschontbleiben bewirkte sein offenes, begeisterungsfahiges, hilfsbereites, entschlossenes Wesen die Stetigkeit seines Lebensganges.

Schon in der Diplomarbeit über das Hochgern-Vorland in den Chiemgauer Alpen richtete sich sein Hauptinteresse auf Biostratigraphie; er konnte eine solch eingehende Stufengliederung des nordalpinen Lias mit Leitammoniten vorlegen, wie sie bis dahin noch nicht bekannt war; die Entdeckung von Gryphaeenkalk wies auf fazielle Beziehungen zum Schwäbisch-Fränkischen Jura hin.

Dann konnte an Horst Gall im Rahmen der geologischen Spezialaufnahme des Nordlinger Rieses, die von Universitatsinstitut fur Palaontologie und historische Geologie in Munchen durchgeführt wurde, als Dissertation das Gebiet des Blattes Wittislingen im südwestlichen Vorries vergeben werden. Durch intensive Geländearbeit mit Gewinnung reicher Fossilfunde hat er zur Biostratigraphie des Oberen Weißjura und des Tertiärs neue Beitrage geleistet, so zur weiten Verbreitung der Unteren Süßwassermolasse zwischen Ulm und dem Ries und zu den Randbildungen der Oberen Meeresmolasse und der Oberen Süßwassermolasse. Bei den Ries-Trümmermassen hat er klargelegt, wie sich ihre Zusammensetzung mit der Entfernung vom Ries andert und auf eine alleinige zentrale Sprengung, nicht auf die zuerst im südlichen Vorries so benannten „örtlichen Aufbrüche" schließen läßt.

Manche Geologen haben sich langere Zeit mit dem Nördlinger Ries befaßt, Wilhelm von Branca, Eberhard Fraas, Walter Kranz, um nur einige zu nennen, keiner so intensiv wie Horst Gall. Nachdem seit 1961 das Nordlinger Ries nicht mehr vulkanisch, sondern als Meteorkrater gedeutet werden muß, sind fur den Geologen die Auswirkungen auf die betroffenen Gesteine, die Verteilung der Trümmermassen um das Ries und die nachriesischen Ereignisse in den Mittelpunkt gerückt. Das Ries und seine Geschichte haben Horst Gall immer neu bewegt und sein weiteres Forschen nachhaltig bestimmt.

Vor allem verdanken wir ihm die Geologische Karte des Nördlinger Rieses 1 : 50000 (1978). In jahrelanger Arbeit hat er im Gelande die zahlreichen Spezialaufnahmen durch Doktoranden und Diplomanden des Munchner Instituts revidiert und deren unzahlige Einzelbefunde – in Zusammenarbeit mit Dr. Rudolf Hüttner fur den württembergischen Anteil des Rieses – zu einem Gesamtbild gestaltet, das eindrucksvoll die Meteorwirkun-

gen und die Nachgeschichte darbietet. Zugleich hat er Sonderprobleme geklart; so konnte er gemeinsam mit Dr. Dieter Müller in München, mit dem er die ganzen Jahre seiner Tätigkeit zusammengearbeitet hat, das merkwürdige Vorkommen zerrütteter Solnhofener Plattenkalke bei Wellheim, deren Herleitung aus dem Ries schwer möglich ist, als eine an Ort und Stelle aufgeschürfte Scholle innerhalb von Riestrümmermassen klären. Überhaupt hat er, wie in den zwanziger Jahren Walter Kranz gegen August Moos, die Wirkung auftreffender Riesschollen auf den Untergrund im Vorries, vor allem das Mitschleppen lockerer Sande der Oberen Meeresmolasse, umfassend dargelegt und damit endgültig andere Deutungen ausgeschlossen. Bei einer so gründlichen Kenntnis des Rieses und seiner Umgebung konnte es nicht ausbleiben, daß er zu den vermeintlichen weiteren Meteorkratern aus der Südlichen Frankenalb östlich des Rieses Stellung nahm und solche Deutung ablehnte; im Falle des Pfahldorfer Beckens konnte, wieder zusammen mit Dr. Dieter Müller, gezeigt werden, daß die angeblich postriesische „Kraterfüllung" zufolge ihrer Fauna von Land- und Süßwasserschnecken bereits präriesisch gebildet war.

Während bei den Betrachtungen der Rieskatastrophe bisher mehr beachtet wurde, daß sie ein Stück des Jura-Stufenrandes und der Jura-Hochfläche betroffen hat, rückte bei Horst Gall in den Vordergrund, daß sie sich auch auf den Nordrand des Molassebeckens ausgewirkt hat. Bei den präriesischen Ablagerungen konnte er für die mittelmiozäne Obere Meeresmolasse den bisherigen beiden Zyklen I und II einen Zyklus III anreihen und zeigen, daß die Küste nicht fjordartig, sondern nahezu geradlinig verlaufen ist. Als Äquivalente der obermiozän-unterpliozänen Oberen Süßwassermolasse, in deren Zeit die Riesentstehung fällt, erkannte er östlich des Rieses die Sande von Graisbach und die Monheimer Höhensande, in letzteren auch durch einen *Dinotherium*-Zahnfund von Dr. Dieter Müller den ersten und bisher einzigen paläontologischen Nachweis ihres postriesischen Alters.

Als neue Aufschlüsse in der jungtertiären Seefüllung des Rieskessels, nämlich bei der Kläranlage Wemding, in der Bohrung Wörnitzostheim 1 und in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973, neue Einsichten eröffneten, beteiligte sich Horst Gall an der paläobiologischen Auswertung; gemeinsam vor allem mit Prof. Dr. Walter Jung und Dr. Rolf Bolten, konnte der mehrmalige Wechsel von Süßwasser und Salzwasser in den Riessee-Ablagerungen verfolgt werden.

Mit all diesen Arbeiten über die Spätgeschichte des Rieses stehen die Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte, insbesondere auch der Flußgeschichte der Wörnitz, die er an Hand von bisher wenig beachteten Schottern erhellte, in Zusammenhang.

Bei den Riesarbeiten war Horst Gall zugute gekommen, daß sein paläontologisches Interesse auch den jungtertiären Land- und Süßwassermollusken galt. So war auf diesem Felde sein Mitwirken an der Auswertung der Fossillagerstätte Sandelzhausen in der Oberen Süßwassermolasse Oberbayerns willkommen. Schließlich hat er – in seinen beiden letzten Veröffentlichungen – weitere Molluskenfaunen aus der Molasse bearbeitet; auch hier bedeutet sein früher Tod einen herben Verlust.

Wenn manche wissenschaftlichen Leistungen in der Abgeschiedenheit gedeihen, so galt für Horst Gall das Gegenteil. Sein offenes Wesen, seine Kontaktfreudigkeit gewannen ihm Mitarbeiter, wobei er sein eigenes Interesse zurückstellte; seine Freude daran, wieder etwas Neues entdeckt zu haben, einem neuen Zusammenhang auf die Spur ge-

kommen zu sein, wirkte ansteckend. Ein Blick auf die Liste seiner Veröffentlichungen zählt nicht weniger als zwanzig Namen von Mitautoren.

Mit solcher Aufgeschlossenheit verband sich in lebendigster Weise das Streben und die Gabe, das ihn Begeisternde, wissenschaftlich Erschaute dem weiteren Kreise der Öffentlichkeit mitzuteilen: bei Vorträgen, u. a. der „Rieser Kulturtage", bei Volkshochschul-Exkursionen, bei den Vorarbeiten für das künftige Naturkundliche Bildungszentrum in München, für Ausstellungen im Nördlinger Heimatmuseum, zu den Münchner Mineralien-Tagen. Besonders aber nutzte er, was ihm gegeben war, in zahlreichen an weite Kreise gerichteten Fachaufsätzen (siehe S. 8–10); sie wirken durch ihre Unmittelbarkeit; nicht Angelesenes bringen sie, sondern stammen aus der eigenen, augenblicklichen geologischen Arbeit.

Nicht nur im Bereich der Bayerischen Staatssammlung und des Universitätsinstituts für Palaontologie und historische Geologie in München, sondern bei vielen Freunden, die ihn kannten, hier und im Ries, wird sein Name in dankbarer Erinnerung bleiben, auch bei mir, der ich seinen wissenschaftlichen Weg von Anfang an begleiten durfte.

Ich danke Frau Ingrid Gall für ihr Gespräch mit mir und Herrn Hauptkonservator Dr. Peter Wellnhofer für die Erstellung der beiden folgenden Schriftenverzeichnisse.

RICHARD DEHM, 4.11.1980

Liste der wissenschaftlichen Veröffentlichungen

1965 Geologisch-paläontologische Untersuchungen in den Chiemgauer Alpen: Hochgern-Vorland. – Dipl.-Arb., 81 S., 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf., 1 geol. Karte; München (Mskr.).

1969 Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. – Diss. Univ. München, 166 S., 17 Abb.; München (Mskr.).

1970 Die Stratigraphie des Jura in der kalkalpinen Randzone des Hochgern-Vorlandes. In: Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 8241 Ruhpolding, 29–64, 3 Abb.; München.

1970 (zusammen mit V. FAHLBUSCH) Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdeckung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**: 365–396, 9 Abb., 1 Taf.; München.

1970 (zusammen mit D. MÜLLER) Die Monheimer Höhensande. – Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N. F. **52**: 113–131, 2 Abb., 1 Taf., 1 Tab.; Stuttgart.

1970 (in W. TREIBS et al.) Führer zu den Exkursionen anläßlich der 91. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Nördlingen vom 31. März bis 4. April 1970. – 35 S., 3 Abb.; München.

1971 Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. – 186 S., 17 Abb., 6 Tab.; München.

1971 Obere Süßwassermolasse (Hangendserie) über Riestrümmermassen bei Graisbach (südöstliches Vorries) und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte der Schwäbisch-Fränkischen Alb. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **11**: 295–327, 6 Abb.; München.

1971 (zusammen mit D. MÜLLER) Der „Riesgries" bei Wellheim – eine aufgeschürfte Scholle in Bunten Trümmermassen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 5: 271–284, 3 Abb.; Stuttgart.

1972 Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12:** 3–32, 3 Abb., 1 Tab.; München.

1972 (zusammen mit V. FAHLBUSCH und N. SCHMIDT-KITTLER) Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen 2. Sediment und Fossilinhalt. – Probleme der Genese und Ökologie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1972,** 6: 331–343, 1 Abb.; Stuttgart.

1973 Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 8. Konkretionäre Aufblähung von Gastropodengehäusen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13:** 3–18, 1 Abb., 1 Taf.; München.

1973 (zusammen mit D. MÜLLER und A. YAMANI) Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Cenoman-Ablagerungen auf der südwestlichen Frankenalb (Bayern). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **143,** 1: 1–22, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

1974 Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des südöstlichen Vorrieses zwischen Höchstädt a. d. Donau und Donauwörth. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **145,** 1: 58–95; Stuttgart.

1974 Neue Daten zum Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse (Helvet) im südlichen Vorries. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14:** 81–101, 2 Abb.; München.

1974 (zusammen mit V. FAHLBUSCH und N. SCHMIDT-KITTLER) Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73. Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128, 4 Abb.; München.

1974 (zusammen mit A. IBRAHIM und D. MÜLLER) Braunjura-Geröllrelikte über unterem Lias bei Weiltingen – ein Beitrag zur Landschaftsentwicklung im Vorland der Südlichen Frankenalb (Bayern). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14:** 63–79, 2 Abb.; München.

1974 (zusammen mit W. JUNG und R. DEHM) Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, **72:** 53–57; München.

1975 Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15:** 179–205, 4 Abb.; München.

1975 (zusammen mit D. MÜLLER) *Balanus*-Rasen auf Brandungsgeröllen der Oberen Meeresmolasse (Helvet) vom Dischinger Blockstrand. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15:** 29–31, 1 Abb.; München.

1975 (zusammen mit D. MÜLLER) Reuter'sche Blöcke – außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15:** 207–228; München.

1975 (zusammen mit F. HÖRZ, R. HÜTTNER, V. OBERBECK und R. MORRISON) The Ries Crater and lunar basin deposits. – Lunar Science VI, Part I: 396–398; Houston/Texas.

1975 (zusammen mit F. HÖRZ, V. OBERBECK, R. MORRISON, R. HÜTTNER und H. ZOOK) The Ries Crater, Germany, and lunar impact structures. – NASA Lyndon B. Johnson Space Center Publ.: 1–14; Houston/Texas.

1975 (zusammen mit D. MÜLLER und D. STÖFFLER) Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfsmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. – Geol. Rdsch., **64,** 3: 915–947; Stuttgart.

1976 (zusammen mit R. BOLTEN und W. JUNG) Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). Ein Beitrag zur Charakterisierung des Riessee-Biotops. – Geol. Bl. NO-Bayern, **26,** 2: 75–94, 2 Abb.; Erlangen.

1976 (zusammen mit E. HOLLAUS und J. TRISCHLER) Obermiozäne Seesedimente und Bunte Trümmermassen der Forschungsbohrung Wörnitzostheim I im Nördlinger Ries. – Geol. Bl. NO-Bayern, **26,** 3/4: 188–206, 3 Abb.; Erlangen.

1976 (zusammen mit D. MÜLLER) Ein lößbedeckter Rest Urmain-Hauptterrasse (Villafrancium) im Altmühltal bei Solnhofen. – Geol. Bl. NO-Bayern, **26,** 2: 117–135, 2 Abb., 1 Tab.; Erlangen.

1977 Zur Landschafts- und Flußgeschichte des Wörnitz-Gebietes. In: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. Erläuterungen zum Kartenblatt 6929 Wassertrüdingen, 10–15; München.

1977 (zusammen mit D. MÜLLER) Zur Entstehung der Pseudo-Impaktkrater auf der Südlichen Frankenalb. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 6: 358–372; Stuttgart.

1977 (zusammen mit D. MÜLLER) Alter und Entstehung der Pseudo-Impaktstruktur Pfahldorfer „Becken" auf der Südlichen Frankenalb. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **17:** 279–290, 3 Abb.; München.

1977 (zusammen mit D. MÜLLER und J. POHL) Zum geologischen Bau der Randzone des Rieskraters. – N. Jb. Geol. Mh., **1977**, 2: 65–94; Stuttgart.

1977 (zusammen mit R. DEHM, R. HÖFLING, W. JUNG und H. MALZ) Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, **75:** 91–109; München.

1977 (in H. FÜCHTBAUER et al.) Tertiary lake sediments of the Ries, research borehole Nördlingen 1 – a summary. – Geologica Bavarica, **75:** 13–19; München.

1977 (zusammen mit F. HÖRZ, R. HÜTTNER und V. R. OBERBECK) Shallow drilling in the „Bunte Breccie" impact deposits, Ries Crater, Germany. – Lunar Science, VIII, Part I: 457–459; Houston/Texas.

1978 (zusammen mit V. FAHLBUSCH et al.) Niederbayerische Molasse (incl. Naab-Molasse). – Molasseprofile, Area No. 201 a; Wien.

1978 Subjurassische Molasse. – Molasseprofile, Area No. 201 b; Wien.

1978 (zusammen mit R. HÜTTNER und D. MÜLLER) Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1 : 50 000. – Geologica Bavarica, **76**, 181 S., 34 Abb., 1 geol. Karte; München.

1978 (zusammen mit F. HÖRZ, R. HÜTTNER und V. R. OBERBECK) Shallow drilling in the „Bunte Breccia" impact deposits, Ries Crater, Germany. – In: Impact and Explosion Cratering, S. 425–448, 9 Abb.; New York (Pergamon Press).

1978 (zusammen mit J. POHL, D. STÖFFLER und K. ERNSTSON) The Ries impact crater. – In: Impact and Explosion Cratering, S. 343–404, 40 Abb.; New York (Pergamon Press).

1979 Zur Flußgeschichte des Wörnitz-Gebietes. – Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000. Erläuterungen zum Kartenblatt 6928 Weiltingen: 11–15, 1 Abb.; München.

1979 (zusammen mit W. JUNG) Zur Genese der jungtertiären Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). – Geol. Bl. NO-Bayern, **29**, 1: 12–25; Erlangen.

1980 Eine Gastropodenfauna aus dem Landshuter Schotter der Oberen Süßwassermolasse (Westliche Paratethys, Badenien) von Gündlkofen/Niederbayern. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **20:** 00–00; München.

Im Druck: Eine aquitane Gastropodenfauna aus der „Granitischen Molasse" nordwestlich Schlechtenberg bei Kempten (Allgäu). – Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Kartenblatt 8328 Nesselwang West; München.

Für die breitere Öffentlichkeit bestimmte Veröffentlichungen

1971 Vermutliche Verteilung von Land und Meer in Europa in geologischer Zeit. – Großer Historischer Weltatlas Teil 1, 5. Aufl., München (Bayer. Schulbuchverlag).

1975 (zusammen mit D. MÜLLER) Die Felsküste des tertiären Meeres im Raum zwischen Nördlinger Ries und Donau. – Nordschwaben, **2:** 95–99; Stuttgart (Theiss).

1976 Das Nördlinger Ries – ein Meteoritenkrater. – 28 S., 64 Abb., 1 Tab.; München (Freunde der Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.).

1976 (zusammen mit W. JUNG) Ein tertiärer Salzsee im Meteoritenkrater Nördlinger Ries. – Jber. 1975 und Mitt. Freunde Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **4:** 22–24, 6 Abb.; München.

1976 Vermutliche Verteilung von Land und Meer in Europa in geologischer Zeit. – Großer Historischer Weltatlas, Teil 1, 9–13, München (Bayer. Schulbuchverlag).

1976 Das Nördlinger Ries – ein Meteoritenkrater. – Katalog Münchener Mineralientage 1976: 4–7, 3 Abb.; München.

1976 Ein Stein vom Mond. – Katalog Münchner Mineralientage 1976: 9; München.

1977 Die „Griesbuckellandschaft" von Demmingen. – Nordschwaben, 5. Jg., H. 3 145–150; Stuttgart (Theiss).

1977 (zusammen mit R. FÖRSTER et al.) Leben und Vorzeit. Eine Einführung in die Paläontologie und historische Geologie. – 40 S., 105 Abb.; München (Freunde der Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.).

1977 (zusammen mit W. JUNG) Leben und Vorzeit. – Katalog Münchner Mineralientage 1977: 13–15, 2 Abb.; München.

1978 Der Rieser Salzsee – sein Werden und Vergehen. – Rieser Kulturtage, **2:** 25–41, 11 Abb.; München (C. H. Beck).

1978 (zusammen mit K. BEURLEN und G. SCHAIRER) Die Alb und ihre Fossilien. Geologie und Paläontologie der Schwaben- und Frankenalb. – Kosmos, 208 S.; Stuttgart.

1978 (zusammen mit R. BOLTEN) Der Wallersteiner Felsen – ein geologisches Phänomen. – Nordschwaben, **1:** 18–21; Stuttgart (Theiss).

1978 (zusammen mit D. MÜLLER) Das Land um die Stadt Lauingen – geologisch betrachtet. – Nordschwaben, **3:** 123–127; Stuttgart (Theiss).

1978 (zusammen mit W. JUNG, G. SCHAIRER et al.) Sand, Kies und Knochen. Aus Münchens Erdgeschichte. – 40 S., 142 Abb.; München (Freunde der Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.).

1978 (zusammen mit W. JUNG) *Gomphotherium* – der Mühldorfer Urelefant. – Katalog Münchner Mineralientage 1978: 8–13; München.

1978 (zusammen mit W. JUNG) Einem bayerischen Urviech wird auf die Beine geholfen. – Charivari, **2:** 7–10; Miesbach.

1978 (zusammen mit W. JUNG) Mit Rucksack und Dackel aufs Korallenriff. – Charivari, **3:** 27–32; Miesbach.

1978 (zusammen mit W. JUNG) Unter der Sternwunde schwelt die Hoffnung der Ölsucher. – Charivari, **4:** 49–55; Miesbach.

1979 Das Ries – der bayerische Mondkrater. – Bayern-Journal, 4. Jg., 9: 33–41; Ingolstadt.

1979 Erd- und Landschaftsgeschichte. – In: Archäologische Wanderungen im Ries. Führer zu archäologischen Denkmälern in Bayern. Schwaben, **2:** 19–29; Stuttgart.

1979 (zusammen mit W. JUNG) Winzige Wunder – Fossilien unter dem Mikroskop. – Katalog Münchner Mineralientage 1979: 21–25; München.

1979 (zusammen mit W. JUNG) Der jungtertiäre Salzsee im Ries. – Nordschwaben, **1:** 35–40; Stuttgart (Theiss).

1979 (zusammen mit W. JUNG) Von allerley Feuerkugeln und Donnersteinen. – Charivari, **1:** 44–52; Miesbach.

1979 (zusammen mit D. MÜLLER) Das Werden der Landschaft im Raum Donauwörth – Harburg – Monheim. I. Die Erdgeschichte im Erdmittelalter. – Nordschwaben, **2:** 95–98; Stuttgart (Theiss).

1979 (zusammen mit D. MÜLLER) Das Werden der Landschaft im Raum Donauwörth – Harburg – Monheim. II. Die Landschaftsgeschichte in der Erdneuzeit. – Nordschwaben, **3:** 136–141; Stuttgart (Theiss).

1979 (zusammen mit R. HÖFLING) Landschaft und Geologie des Nördlinger Rieses. – In: Nördlingen, Bopfingen, Oettingen, Harburg. Teil 1: Einführende Aufsätze. Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, **40:** 1–19; Mainz.

1980 Der Kalktuff von Wittislingen und seine Lebewelt. – Nordschwaben, **3**: 141–145; Stuttgart (Theiss).

1980 (zusammen mit W. JUNG) Der erste Vogel war ein Urbayer. – Charivari, **1**: 68–76; Miesbach.

Im Druck: (zusammen mit J. GENCK) Die Rieser Sandstein-Kugeln. – Nordschwaben, **2**, 1981; Stuttgart (Theiss).

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 11–15 | München, 15. 12. 1980

Zur Verbreitung von *Idoceras balderum* (Oppel) (Ammonoidea, oberstes Unterkimmeridge) im südlichen Fränkischen Jura

Von K. Werner Barthel & Gerhard Schairer*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 1

Kurzfassung

Neue Funde von *Idoceras balderum* (Oppel) erlauben erstmals, den Grenzbereich Unter-/Mittelkimmeridge über die gesamte Breite der Südlichen Frankenalb faunistisch zu belegen. Von den Fundorten liegen Begleitfaunen mit *Crussoliceras* und/oder *Aspidoceras uhlandi* (Oppel) vor. Der Grenzbereich läßt sich mit Hilfe dieser Faunenelemente mit einiger Sicherheit über den W-Balkan bis in den Taurus verfolgen.

Abstract

Recent finds of *Idoceras balderum* (Oppel) and associated faunal elements (*Crussoliceras, Aspidoceras uhlandi* [Oppel]) for the first time permit faunistic tracing of Lower/Middle Kimmeridgian boundary across the entire Southern Franconian Alb (Bavaria, Germany). By means ot these faunal elements, the boundary may be followed via the Western Balkan to the Taurus mountains (Southern Turkey).

I

Während die Schichten mit *Idoceras balderum* (Oppel) leicht über die ganze Schwäbische Alb zu verfolgen sind, ist ihr Nachweis auf der südlichen Fränkischen Alb schwer zu führen. Der Grund dafür ist die relative Seltenheit von *I. balderum*. Erst 1963 gelang es, die ersten horizontierten Exemplare bekannt zu machen (Barthel 1963, 30ff.). Eine Reihe weiterer, über die gesamte Fränkische Alb verteilter Funde – besonders aus dem Ries-Gebiet – führte dann Zeiss (1964) an. Da das *balderum*-Niveau ein wichtiger Bezugshorizont für die Grenze von Unterem zu Mittlerem Kimmeridge darstellt (Zeiss 1964), wird hier auf einige Neufunde eingegangen.

*) Prof. Dr. K. W. Barthel, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Hardenbergstraße 42, 1000 Berlin 12; Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

II

Idoceras balderum ist im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb, Ries-Bereich, noch ziemlich haufig, weiter im Osten werden Funde zur Seltenheit. Hirth (1962, 22) führt einen aus „tuberolithischen Kalken der Gamma/Delta-Grenzregion" des Öchselberggebietes (6 km NW Parsberg) an. Nun wurde *I. balderum* in mehreren Bruchstükken im Material eines Hausaushubes am westlichen Ortsende von Kaldorf (3 km NW Beilngries) gefunden (Tat. 1, Fig. 3–4). Nach dem Aushubmaterial zu schließen, steht das Gestein in dicken Banken an. Der blaugraue Kalkstein enthält etwas „Tuberoide", so daß Stotzenbildung in nicht allzu großer Entfernung anzunehmen ist. Wegen der starken Verkarstung und der Flachheit der Baugrube war eine Profilaufnahme nicht möglich. Neben *I. balderum* fanden sich *Streblites* sp. und in mehreren Exemplaren (bis 30 cm Dm) *Aspidoceras uhlandi* (Oppel). Diese Faunenelemente charakterisieren die Rohracher Schichten (Nitzopoulos 1974, 93; Abb. 16).

III

In veränderter Fazies, hellgrauen Kalken mit Kieselknollen, ist ein dem *balderum*-Niveau entsprechender Schichtabschnitt im alten Steinbruch nordlich der Straße Regensburg-Grünthal erschlossen. Der Hauptteil der dort anstehenden Schichtfolge besteht aus etwa 50 cm dicken Banken. Im obersten Abschnitt dagegen wird das Gestein unregelmäßig plattig. Dies beruht sicherlich nicht nur auf dem Einfluß der Verwitterung allein, sondern auch auf vermehrtem Tongehalt. Nach den Fossilien entspricht dieser oberste Teil

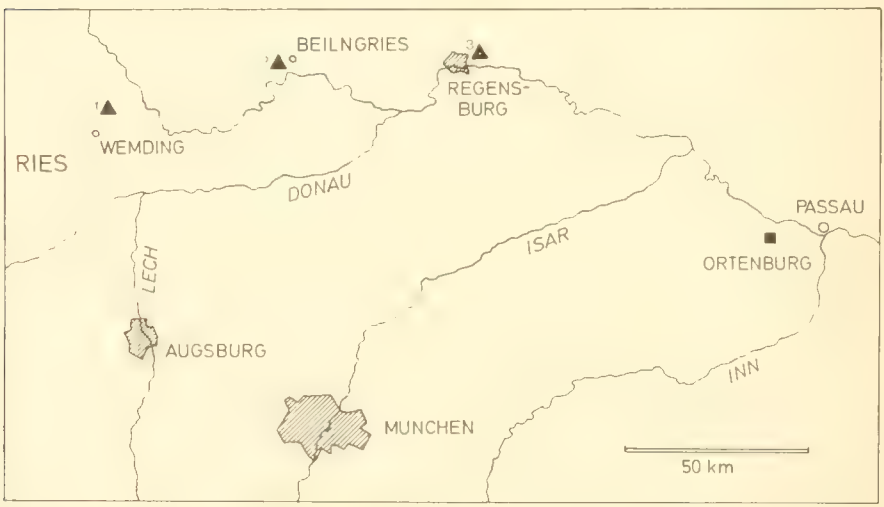


Abb. 1: Verbreitung von *Idoceras balderum* (Oppel) ▲ auf der südlichen Fränkischen Alb. 1: Schlittenhardt; 2: Kaldorf bei Beilngries; 3: Grünthal bei Regensburg. ■ Söldenau bei Ortenburg mit Fauna des gleichen stratigraphischen Niveaus.

des Profils den *crusolhensis*-Mergeln und dem darüberliegenden *uhlandi*- und *balderum*-Niveau weiter im W, ist also wieder Äquivalent der Rohracher Schichten.

Langjährige Begehungen des aufgelassenen Bruches haben folgende Ammoniten geliefert:

1. Aus dem unteren Abschnitt
   Creniceras dentatum (Reinecke)
   Streblites sp.
2. Aus dem oberen Abschnitt
   Crussoliceras aceroides (Geyer)
   Garnierispinctes semigarnieri Geyer (Taf. 1, Fig. 2)
   Idoceras balderum (Oppel) (Taf. 1, Fig. 1)

IV

Weiter im E, in den niederbayerischen Juraschollen, ist der Übergangsbereich Unter- Mittelkimmeridge nochmals faßbar und zwar im alten, verwachsenen Bruch von Söldenau bei Ortenburg, unweit Vilshofen (Ammon 1875, Gröschke 1978). Die Söldenauer Schichten Ammon's bestehen aus weiß-gelblichen, rauh brechenden, dicken Kalkbänken, die mikrofaziell gewisse Ähnlichkeiten mit dem Treuchtlinger Marmor aufweisen. Nach Ammon (1875) werden sie von einem bereits damals nicht mehr erschlossenen Dolomit überlagert. Gröschke konnte aus den heute noch erreichbaren höchsten Schichten einige wichtige Ammoniten gewinnen:

Crussoliceras sp.
Nebrodites cafisii (Gemmellaro)
Nebrodites macerrimus (Quenstedt)
Creniceras dentatum (Reinecke)
Streblites sp.

Gröschke's weitere Untersuchungen werden zeigen, ob *I. balderum* auch hier noch anzutreffen sein wird. Sicher erscheint jedoch, daß in Niederbayern die Übergangsschichten von Unter- zu Mittelkimmeridge ohne Tonzufuhr geblieben sind. Entweder fehlte dort ein Liefergebiet für Tone oder der Transport dorthin war behindert.

V

Das oberste Unterkimmeridge scheint auch weiter im SE noch gut dokumentiert zu sein. Sapunov (1977) führt aus der Ginci-Formation des bulgarisch-jugoslawischen Grenzgebietes u. a. *Crussoliceras, A. uhlandi,* sowie auch eine dem *I. balderum* ähnliche Form an. Eigentümlicherweise scheint diese „Fränkische Fauna" weniger entlang den Karpaten, sondern quer über die Alpen entlang den Dinariden verbreitet zu sein. Einen Hinweis dafür gibt vielleicht die Fauna von St. Agatha im Salzkammergut (Nu

MAYR 1873, 225; s. a. HOLZER 1978), die durch einige Stücke (Grenzbereich U.-M.-Kimmeridge) in der Münchner Sammlung belegt ist (Aufsamml. R. Dehm).

Schließlich berichtet ENAY (1976) noch über eine kleine Ammonitenfauna aus dem Taurus, S Beyşehir, die *I. balderum* nahestehende Formen enthält. Legt man bei einer palaeogeographischen Rekonstruktion die von ENAY (1974) nach der Drift-Theorie zusammengestellte Karte zugrunde, so liegen die Fundpunkte ± auf einer NW-SE verlaufenden Linie.

Für Hinweise danken wir Herrn Prof. Dr. B. Ziegler (Stuttgart) und Herrn cand. geol. V. Lüdemann (Berlin), für Zeichnung und Foto Frau B. Dunker und Herrn B. Kleeberg (Berlin).

Schriftenverzeichnis

AMMON, L. v. (1875): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. – X+200 S., 4 Taf.; München (Ackermann).

BARTHEL, K. W. (1963): Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **3:** 27–33, Taf. 4, 2 Abb.; München.

ENAY, R. (1974): Faunes du jurassique supérieur des marges méridionales de la Téthys (Turquie méridionale, Afrique du Nord). Signification paléobiogéographique. – 2e Réun. ann. Sci. Terre: 163, 1 Abb.; Nancy (Pont-à-Mousson).

ENAY, R. (1976): Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogéographiques nord et sud téthysiens. – Bull. Soc. géol. France, **18** (2): 533–541, 4 Abb.; Paris.

GRÖSCHKE, M. (1978): Zur Kenntnis der Jurarelikte zwischen Regensburg und Passau. – Dipl.-Arb. Inst. Geol. Paläont. TU Berlin: 91 S., 4 geol. Karten, 29 Abb.; Berlin.

HERTLE, A. (1962): Stratigraphie und Tektonik der Fränkischen Alb um Wissing. – Erlanger geol. Abh., **45:** 41 S., 1 geol. Karte, 13 Abb.; Erlangen.

HOLZER, H.-L. (1978): Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erläuternden Bemerkungen und einem Schichtnamenverzeichnis). – Beitr. Biostratigr. Tethys-Trias, Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **4:** 219–242, 1 Tab.; Wien.

NEUMAYR, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. – Abh. K. K. geol. Reichsanst., **5:** 141–259, Taf. 31–43; Wien.

NITZOPOULOS, G. (1974): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **16:** 143 S., 11 Taf., 18 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

SAPUNOV, I. G. (1977): Ammonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. III. Kimmeridgian: Substages, Zones, and Subzones. – Geol. Balcanica, **7** (1): 63–80, 6 Taf., 2 Textabb.; Sofia.

WEGELE, L. (1929): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. – Palaeontographica, **71:** 117–210, Taf. 25–28 u. **72:** 1–94, Taf. 1–11; Stuttgart.

ZEISS, A. (1964): Zur Malm Gamma/Delta-Grenze in Franken. – Geol. Bl. NO-Bayern, **14:** 104–115; Erlangen.

ZIEGLER, B. (1959): *Idoceras* und verwandte Ammoniten-Gattungen im Oberjura Schwabens. – Eclogae geol. Helvet., **52:** 19–56, 1 Taf., 4 Textabb.; Basel.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Fig. 1: *Idoceras balderum* (OPPEL), Grünthal (BSP 1967 I 378). × 1.
Fig. 2: *Garnierisphinctes semigarnieri* GEYER, Grünthal (TU Berlin). × 0,7.
Fig. 3–4: *Idoceras balderum* (OPPEL), Kaldorf bei Beilngries (TU Berlin). Fig. 3: × 1; Fig. 4: × 0,8.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 17–27 | München, 15. 12. 1980

Leymeriella (Ammonoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran

Von Kazem Seyed-Emami*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 2–3

Kurzfassung

Erstmals werden aus dem Zentraliran fünf Arten von *Leymeriella (Leymeriella)* und vier Arten von *Leymeriella (Neoleymeriella)* aus dem unteren Alb *(tardefurcata*-Zone) beschrieben. Es dürfte sich um das bislang südlichste Vorkommen von *Leymeriella* handeln. Dies ist von besonderem Interesse, da *Leymeriella* allgemein als typisch boreale Form betrachtet wird.

Abstract

Five species of *Leymeriella (Leymeriella)* and four species of *Leymeriella (Neoleymeriella)* are described for the first time from the lower Albian *(tardefurcata* zone) of Central Iran. So far it seems to be the most southern occurence of *Leymeriella* which is usually considered as a typical boreal form.

1. Einführung

Sedimente des Albs sind im zentralen Teil des Irans weitverbreitet (Abb. 1). Sie werden in der Literatur mit verschiedenen Namen bezeichnet: Huckriede et. al. (1962): Grüne Mergeltone der unteren Kreide; Seyed-Emami et. al. (1971): *Leymeriella* limestone and *Beudanticeras* shale; Alavi-Naini (1972): Shistes d'Amdevan; Zahedi (1973): Marno-calcaire de l'Albien; Haghipour et. al. (1977): Biabanak Shale. Sie folgen gewöhnlich auf Orbitolinen-Kalken (Barrème-Apt) und werden, häufig diskontinuierlich, von sandig-glaukonitischen Sedimenten des oberen Alb (Vracon) und Cenoman überlagert.

Die Alb-Gesteine bestehen gewöhnlich aus dunkelgrauen bis oliven, gelegentlich glaukonitischen Tonschiefern oder Tonmergeln mit einzelnen, meist linsenförmigen,

*) Prof. Dr. K. Seyed-Emami, University of Tehran, Faculty of Engineering, Tehran, Iran, P. O. Box 1558. Z. Zt. Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

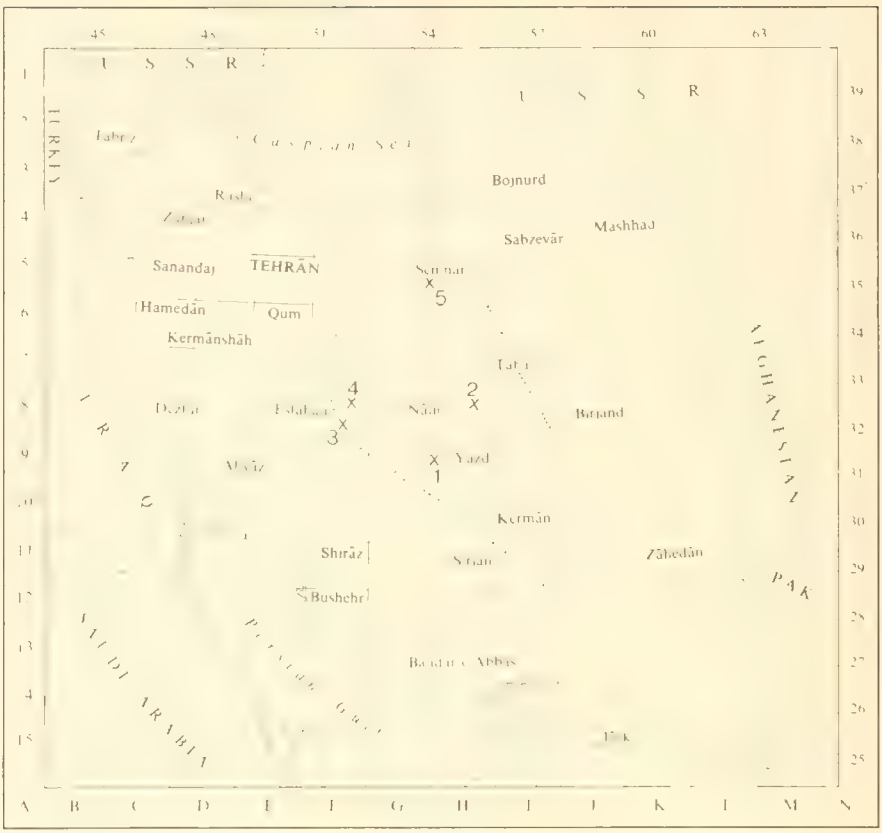


Abb. 1: Verbreitung der Tonschiefer des Albs im Zentraliran (innerhalb der gestrichelten Linie). 1 = Shir-Kuh area; 2 = Chapedony area; 3 = Kolah-Qazi Mountains; 4 = Baqer-Abad; 5 = Djam area.

Kalk- oder Sandsteinbanken. Sie enthalten haufig eine Ammoniten Fauna, darunter auch *Leymeriella*, und erreichen eine Machtigkeit von 100 bis 200 Metern. Lokal in dem Bekken von Djandaq-Biabanak (Abb. 1) haben diese Schichten einen flyschartigen Habitus mit einer Mächtigkeit bis zu 3000 m (MOHAFEZ, 1963; REYRE & MOHAFEZ, 1972; HAGHIPOUR et. al., 1977).

Das bearbeitete Material liegt unter den angegebenen Nummern in der Sammlung der Faculty of Engineering, University of Tehran.

2. Übersicht über Vorkommen von *Leymeriella* in Zentraliran

Der erste Bericht über *Leymeriella* aus Iran stammt von Huckriede et. al. (1962), die unter anderen Alb-Ammoniten auch *Leymeriella tardefurcata* aus glaukonitischen Kalken zwischen Yazd und Shir-Kuh erwähnen. Seyed-Emami et al. (1971) führen aus dunkelgrauen, kieseligen Kalken südöstlich von Esfahan und aus hellgrauen Mergelkalken nordöstlich von Esfahan *Leymeriella tardefurcata*, *L. regularis* und *L. rudis* an. Alavi-Naini (1972) erwähnt aus der Gegend von Djam (E Semnan) aus dunkelgrauen Tonschiefern unter anderem *Leymeriella tardefurcata*, *L. regularis*, *L.* aff. *regularis*, *L. rencurelensis* und *L.* cf. *consueta*, die er auch abbildet. Haghipour et al. (1977) berichten aus grüngrauen bis olivgrauen Tonschiefern (Biabanak Shale) im Chapedony Massiv südlich von Khur (Abb. 1) über *Leymeriella tardefurcata* und *L.* cf. *regularis*.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Exemplare stammen zum großen Teil aus dem „*Leymeriella* limestone" etwa 60 km nordöstlich von Esfahan (Seyed-Emami et al., 1971). Diese Kalke sind vor allem östlich des Dorfes Baqer-Abad aufgeschlossen, wo sie einzelne, flache Hügel bilden. Es sind hellgraue Kalke und Kalkmergel, die stark verfaltet sind und eine Mächtigkeit von etwa 80 m erreichen. Die darunter liegenden Schichten sind, abgesehen von einer Stelle östlich von Baqer-Abad, nirgends aufgeschlossen. An dieser Stelle kommen unter den *Leymeriella*-Kalken wenige Meter von dunklen Tonschiefern vor, woraus wenige Exemplare von *Nolanceras* gesammelt wurden. Diese zeigen oberstes Apt (*jacobi*-Zone) an. Die *Leymeriella*-Kalke werden von olivgrauen Tonschiefern mit *Beudanticeras* und *Douvilleiceras* überlagert. Wenige Exemplare kommen aus dem „*Leymeriella* limestone" ca. 26 km südöstlich von Esfahan (Seyed-Emami et al., 1971). Diese Schichten bestehen aus dunkelgrauen, plattigen, kieseligen Kalken, die ziegelrot anwittern und etwa 20 m mächtig sind. Sie treten in kleinen Fetzen im Südhang des Kolah-Qazi-Gebirges auf (Abb. 1) und liegen auf den Orbitolinen-Kalken. Die darauf liegenden Schichten sind nicht aufgeschlossen. Weiteres Material stammt aus der Gegend von Shir-Kuh (ca. 30 km SW Yazd) und wurde von M. Nabavi (Geological Survey of Iran) aus glaukonitischen Mergeln und Tonschiefern aufgesammelt. Dazu kommt Material aus der Gegend von Djam (E Semnan), das von M. Alavi-Naini (Geological Survey of Iran) aus dunkelgrauen Tonschiefern (Shistes d' Amdevan: Alavi-Naini, 1972) gewonnen wurde.

Als Beifauna treten überall nur wenige Exemplare von *Hypacanthoplites* und *Arcthoplites* auf, die in einer eigenen Arbeit beschrieben werden.

3. Systematischer Teil

Familie Leymeriellidae Breistroffer, 1951

Gattung *Leymeriella* Jacob, 1907

Untergattung *Leymeriella* Jacob, 1907

Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata (Leymerie in d' Orbigny)
Taf. 2, Fig. 10, 11, 12a–b; Taf. 3, Fig. 1, 2, 3, 4, 6a–c

1841 *Ammonites tardefurcatus* Leymerie. – d' Orbigny, S. 248, Taf. 71, Fig. 4–5.
1842 *Ammonites tardefurcatus* Leymerie. – Leymerie, S. 16, Taf. 18, Fig. 3a, b.
1953 *Leymeriella tardefurcata* Leymerie. – Glazunova, S. 57, Taf. 13, Fig. 1, 2.
1973 *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (Leymerie) Orbigny. – Saveliev, S. 192, Taf. 25, Fig. 1–5; Taf. 34, Fig. 2; Textfig. 41.
1978 *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (Leymerie MS) d' Orbigny sp. – Casey, S. 598, Taf. 98, Fig. 6–7; Textfig. 223, 225.
Ausführliche Synonymie-Liste in Casey (1978, S. 598)

Material: Über 20 Exemplare aus Baqer-Abad (NE Esfahan): 67-SE-10-1/21; ein Exemplar aus Kolah Qazi Gebirge (SE Esfahan): 67-SE-10-41; 8 Exemplare aus Djam (E Semnan): 67-MA-128-10 17; 7 Exemplare aus Shir-Kuh (SW Yazd): 66-NT-42-20/26.

Beschreibung: Mäßig evolute *Leymeriella* mit rechteckig-ovalem Windungsquerschnitt. Die größte Windungsbreite liegt kurz über dem Nabel, von wo sich die Flanken leicht gegen die Externseite verjüngen. Der Nabelrand ist gerundet, mit schräger bis steiler Nabelwand. Die Berippung besteht aus schwach S-förmigen Rippen, die mit einem feinen Stil auf der Nabelwand beginnen. Etwa in der Flankenmitte werden die Rippen etwas breiter und tragen eine seichte aber deutliche Furche. An der Externseite schwellen die Rippen an, biegen jah nach vorne und klingen aus. Ein deutliches, flaches oder leicht eingetieftes Externband ist vorhanden. Die Rippendichte variert, liegt aber im Durchschnitt bei etwa 30 Rippen auf einem Umgang.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare zeigen große Variabilität in der Nabelweite, Windungsbreite und Berippungsdichte, weswegen sie auch in der Literatur unnötiger Weise in viele Arten aufgesplittert sind. Einige der vorliegenden Exemplare (Taf. 3, Fig. 1, 2) zeigen gute Übereinstimmung mit *L. (L.) tenuicostata* Saveliev, die meiner Ansicht nach nur eine Variante der *L. (L.) tardefurcata darstellt.*

Leymeriella (Leymeriella) densicostata Spath
Taf. 2, Fig. 7a–b, 8a–b, 9

1925 *Leymeriella tardefurcata* (Leymerie) d' Orbigny sp. var. *densicostata* nov. – Spath, S. 85, Taf. 7, Fig. 2.
1978 *Leymeriella (Leymeriella) densicostata* Spath. – Casey, S. 601, Taf. 98, Fig. 8, 9a–b; Taf. 100, Fig. 7; Textfig. 226.
Ausführliche Synonymie-Liste in Casey (1978, S. 601)

Material: 2 kleine Exemplare aus Shir-Kuh (SW Yazd): 66-NT-42-1/2; 1 kleines Exemplar aus Baqer-Abad (NE Esfahan): 67-SE-10-22.

Beschreibung: Deutlich fein und dichtberippte *Leymeriella*. Die sehr feinen, sigmoidalen Rippen setzen bei einem Durchmesser von etwa 6 mm ein. Sie beginnen an der Naht und tragen in der äußeren Flankenhalfte eine feine, aber deutliche Furche; an der Externseite biegen sie chevron-artig nach vorne, so daß eine feine Kerbung an den Externrändern entsteht. Bei einem Durchmesser von 10 mm ist ein deutliches, flaches Externband vorhanden, das soweit sichtbar, später in eine flache Furche übergeht.

Bemerkungen: *L. (L.) densicostata* kann an Hand der scharfen und feinen Rippen von allen anderen *Leymeriella*-Arten unterschieden werden.

Leymeriella (Leymeriella) germanica Casey
Taf. 2, Fig. 6a–b

1937 *Leymeriella tardefurcata anterior* n. subsp. – Brinkmann, S. 11, Fig. 9
1957 *L. (L.) germanica* nom. nov. – Casey, S. 43, 47.
1970 *Leymeriella (Leymeriella) germanica* Casey 1957. – Nagy, S. 35, Taf. 1, Fig. 5–7.
1973 *Leymeriella (Leymeriella) germanica* Casey. – Saveliev, S. 208, Taf. 27, Fig. 5–6; Taf. 28, Fig. 1; Textfig. 45.
1975 *Leymeriella tardefurcata germanica* Casey. – Kemper, S. 96,97, Taf. 2, Fig. 5–6.

Material: 2 kleine Exemplare aus Shir-Kuh (SW Yazd): 66-NT-42-3/4.

Beschreibung: Mäßig evolute und breite *Leymeriella*, die bei einem Durchmesser von 15 mm einen breitovalen Windungsquerschnitt aufweist. Die schwach sigmoidalen Rippen beginnen an der Naht und werden etwa auf der Flankenmitte deutlich breiter, mit einer ausgeprägten Furche, die fast einer Rippenspaltung gleicht; an der Externseite biegen sie leicht nach vorne, bilden einen stumpfen Chevron und enden an einer schmalen Externfurche.

Bemerkungen: Obwohl kleine Innenwindungen, unterscheiden sich die vorliegenden Exemplare deutlich von den Innenwindungen anderer *Leymeriella*-Arten durch eine größere Windungsbreite, eine ausgeprägtere Einfurchung der Rippen und – wie bereits von Kemper (1975: 96,97) vermerkt – einen stumpferen Chevronwinkel auf der Externseite. Nach Kemper (1975, S. 95,96) geht *L. germanica* so gleitend in *L. (L.) tardefurcata* über, daß sogar ihre Berechtigung als Unterart angezweifelt wird.

Leymeriella (Leymeriella) weberi Saveliev
Taf. 2, Fig. 1a–b, 2a-c, 3, 4a–b

1972 *Leymeriella regularis* (d' Orb.). – Alavi-Naini, S. 175, Fig. 61.
1973 *Leymeriella (Leymeriella) weberi* Saveliev sp. n. – Saveliev, S. 212, Taf. 28, Fig. 2–4; Taf. 29, Fig. 1–4; Taf. 30, Fig. 1–2; Taf. 34, Fig. 3; Textfig. 46, 47.

Material: Mehrere meist bruchstückhafte Exemplare aus Djam (E Semnan): 67-MA-128-2/7.

Beschreibung: Mäßig evolute *Leymeriella* mit rechteckig-ovalem Windungsquerschnitt. Die größte Breite liegt kurz über dem Nabel, von wo sich die Flanken leicht gegen die Externseite verjüngen. Nabelwand gerundet, Nabelrand schräg bis steil. Bis zu einem Durchmesser von etwa 30 mm stimmen die Innenwindungen gut mit *L. (L.) tardefurcata* überein; ab dann aber werden die Rippen auffällig breiter und die Furche auf den Rippen zieht bis zum Nabelrand hinunter. An der Externseite schwellen die Rippen ab

dieser Größe kraftig an, biegen nach vorne und enden an einer schmalen Medianfurche. Die Lobenlinie stimmt gut mit der von *L. (L.) tardefurcata* überein, mit einem trifiden, symmetrischen L, der bedeutend höher ist als E und fast doppelt so hoch wie U.

Bemerkungen: Abgesehen von etwas kleinerer Windungsbreite und Evolution, können die Innenwindungen von *L. (L.) weberi* bis zu einem Durchmesser von etwa 30 mm, wie bereits vermerkt, kaum von *L. (L.) tardefurcata* unterschieden werden. Ab dieser Größe aber kann *L. (L.) weberi* durch bedeutend breitere Rippen, die am Externrand kräftig, hoplitiform, anschwellen und die Einfurchung der Rippen, die bis an den Nabelrand hinunterzieht, deutlich von allen anderen *Leymeriella*-Arten unterschieden werden.

Leymeriella (Leymeriella) sp.
Taf. 2, Fig. 5a–c

Material: 1 Exemplar aus Djam (E-Semnan): 67-MA-128-1

	D	N	Wb	Wh
Maße:	28,5 mm	31 %	39 %	50 %

Beschreibung: Mäßig involute, breite *Leymeriella* mit quadratisch-ovalem Windungsquerschnitt, der später in einen deutlich trapezoidalen Querschnitt übergeht. Nabelrand gerundet, Nabelwand steil bis senkrecht. Die Berippung stimmt bis zu einem Durchmesser von etwa 20 mm gut mit *L. (L.) tardefurcata* überein; ab dieser Größe aber werden die Rippen deutlich breiter und erinnern teilweise an *L. (L.) weberi*; auch die Windungshöhe und Breite nimmt rasch zu und wird deutlich von der von *L. (L.) tardefurcata* verschieden.

Bemerkungen: Am besten ließe sich das vorliegende Exemplar mit den bei Saveliev (1973, Taf. 27, Fig. 2–4) als *L. (L.) astrica* Glazunova abgebildeten Formen vergleichen. Eventuell könnte es sich aber um eine neue Art handeln.

Untergattung *Neoleymeriella* Saveliev, 1973

Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia Spath
Taf. 3, Fig. 14

1925 *Leymeriella tardefurcata* (Leymerie) d'Orbigny, sp. var. *intermedia*, nov. – Spath, S. 85, Taf. 6, Fig. 12

1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* Spath. – Casey, S. 611, Taf. 98, Fig. 5; Taf. 99, Fig. 3a–b, 4; Taf. 100, Fig. 8; Textfig. 231.
Ausführliche Synonymie-Liste in Casey (1978: 611).

Material: 1 Ex. aus Baqer-Abad (NE Esfahan): 67-SE-10-36.

Beschreibung: Weitgenabelte *Neoleymeriella* mit leicht sigmoidaler, feiner Berippung und schwach entwickelten Lateralknoten. Die verhältnismäßig feinen und scharfen Rippen beginnen an der Naht und tragen auf der inneren Flankenhälfte der Innenwindungen bis etwa 30 mm Durchmesser kleine und scharfe Knoten. An der Externseite

bilden die Rippen wiederum kleine, spitze Knoten, ziehen kurz nach vorne und klingen an der schmalen Externfurche aus.

Bemerkungen: Von den übrigen *Neoleymeriella*-Arten unterscheidet sich diese Art, in ausgewachsenem Stadium, durch die gleichbleibend feine Berippung. In Übereinstimmung mit CASEY (1978: 611, 613) betrachte ich *L. (N.) multicostata* SAVELIEV (1973: 267, Taf. 43, Fig. 1–4; Taf. 44, Fig. 1) als synonym zu der vorliegenden Art. Auch die bei KOTETISHVILI (1977: 57, Taf. 26, Fig. 1a–b) abgebildete Form ist im Gegensatz zu CASEY (1978: 611, 613) als synonym zu dieser Art zu betrachten. Soweit ich beurteilen kann dürften *L. renascens* (SEITZ, 1930: 29, Taf. 5, Fig. 9) und *L. fusseneggeri* (SEITZ, 1930: 31, Taf. 5, Fig. 11) ebenfalls als synonym zu *L. (N.) intermedia* angesehen werden.

Leymeriella (Neoleymeriella) regularis (BRUGIÈRE in ORBIGNY)
Taf. 3, Fig. 8a–b, 9a–b, 11

1841 Ammonites *regularis* BRUGIÈRE. – D' ORBIGNY, S. 245, Taf. 71, Fig. 1–2.
1973 *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (BRUGIÈRE) ORBIGNY. – SAVELIEV, S. 251, Taf. 39, Fig. 1–3; Taf. 40, Fig. 1–2; Taf. 41, Fig. 1–3; Textfig. 59, 60.
1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (BRUGIÈRE) d' ORBIGNY sp. – CASEY, S. 607, Taf. 98, Fig. 1a–b, 2; Taf. 99, Fig. 9, 10a–b; Textfig. 230.
Ausführliche Synonymie-Liste in CASEY (1978: 607).

Material: 1 Exemplar aus Baqer-Abad (NE Esfahan): 67-SE-10-35; 10 Innenwindungen aus Shir-Kuh (SW Yazd): 66-NT-42-6/15.

Beschreibung: Mäßig evolute *Neoleymeriella*. Die Berippung setzt bei einem Durchmesser von etwa 5 mm ein mit Rippen, die an der Naht beginnen und ist zunächst fein und dicht. Bald darauf werden die Rippen etwas gröber und weitergestellt, und die Berippung besteht aus scharfen, prorsiradiaten Stielrippen; diese weisen auf der inneren Flankenmitte spitze, kleine Knoten auf. Von hier ziehen dann die Rippen mit leichtem Bogen bis an die Externseite, wo sie dreieckig spitze, nach außen gerichtete Knoten bilden. Auf der äußeren Flankenhälfte tragen die Rippen eine flache, aber deutliche Furche. Auf der Externseite biegen die Rippenenden winkelig nach vorne, werden rasch schwächer und bilden schwache Chevrons, die undeutlich die Externseite überqueren.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen teilweise gut mit *L. (N.) pseudoregularis* überein. Nach CASEY (1978: 614) ist *L. (N.) pseudoregularis* evoluter, die Rippen sind auf den Innenwindungen gröber und außerdem nicht gefurcht. Innenwindungen von *L. (N.) intermedia* CASEY lassen sich kaum davon unterscheiden.

Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis SEITZ
Taf. 3, Fig. 7a–b, 10, 13a–b

1930 *Leymeriella pseudoregularis* n. sp. – SEITZ, S. 24, Taf. 5, Fig. 3–5 (nur)
1973 *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ. – SAVELIEV, S. 239, Taf. 36, Fig. 1–4, 6, 7; Taf. 37, Fig. 1–3; Textfig. 55, 56.
1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ. – CASEY, S. 613, Taf. 99, Fig. 1; Textfig. 232.
Ausführliche Synonymie-Liste in CASEY (1978: 613).

Material: 2 Exemplare aus Baqer-Abad (NE Esfahan): 67-SE-10-32 und 34; 5 Exemplare aus Shir-Kuh (SW Yazd): 66-NT-42-5, 16/19.

Beschreibung: Evolute Formen mit sechseckig-quadratischem Windungsquerschnitt. Die Rippen zeigen auf den Innenwindungen gute Übereinstimmung mit *L. (N.) regularis*; sie werden aber rasch stärker, mit kraftigeren Marginalknoten und einer deutlichen Furche auf der Externseite. Ab etwa 25 mm werden sowohl die Lateral als auch die Marginalknoten bedeutend schwacher, auch der Rippenabstand wird etwas geringer.

Eine ausgezeichnete Beschreibung der Art ist bei SEITZ (1930: 24) zu finden.

Bemerkungen: Auf die Unterschiede zu der ähnlichen Art *L. (N.) regularis* ist bereits auf S. eingegangen worden.

Leymeriella (Neoleymeriella) aff. *pseudoregularis* SEITZ
Taf. 3, Fig. 5a–c, 12

1971 *Leymeriella rudis*, – SEYED-EMAMI et al., Tabelle 1.

Material: 3 Exemplare aus Baqer-Abad (NE Esfahan): 67-SE-10-30/31 und 33.

Beschreibung: Evolute Formen mit sechseckig-quadratischem Windungsquerschnitt. Auf den Innenwindungen bis etwa 15 mm besteht die Berippung aus dichten, feinen Rippen, die der von *L. (N.) pseudoregularis* ähnlich ist. Ab dann werden die Rippen bedeutend grober und stehen weiter auseinander mit kräftigeren Lateral und Marginalknoten. Diese sind zwischen 15 und 25 mm Durchmesser am stärksten ausgebildet. Sowohl die Rippenstarke als auch die Dichte läßt spater nach. Bei einem der vorliegenden Exemplare ist dies bereits bei 20 mm der Fall. Bei einem Durchmesser von 28 mm wurden 13–14 Rippen auf einen Umgang gezählt.

Bemerkungen: In der Nabelweite (ca. 40%) kommen die vorliegenden Formen *L. (N.) pseudoregularis* sehr nahe; auch die Innenwindungen bis 15 mm stimmen gut überein. Zwischen 15 und 25 mm ist aber die Skulptur bei den vorliegenden Formen deutlich kraftiger ausgebildet. Von der ebenfalls sehr ähnlichen Art *L. (N.) diabolus* CASEY unterscheidet sie sich durch eine großere Evolution und weiterstehende Rippen, von *L. (N.) crassa* SPATH durch deutlich kleinere Windungsbreite. Bei den ebenfalls ähnlichen Arten *L. (N.) consueta* und *rudis* CASEY setzt die Verflachung der Rippen viel später ein.

In ihren Merkmalen vermitteln die vorliegenden Exemplare zwischen *L. (N.) pseudoregularis* und *L. (N.) diabolus*.

4. Diskussion

Leymeriella ist im untersten Alb von Europa weitverbreitet und wird aus Spitzbergen (NAGY, 1970), Großbritannien (SPATH, 1925; CASEY, 1957, 1978), Norddeutschland (BRINKMANN, 1937; KEMPER, 1975), Frankreich (JACOB, 1907; BREISTROFFER, 1947; DESTOMBES et al., 1973), Österreich (SEITZ, 1930), Bulgarien (DIMITROVA, 1967; KELCHEVA-ILIEVA, 1967), Rumänien (MUTIU, 1969; JOJA et al., 1970) berichtet. In Südrußland wird sie aus dem Kaukasus (SINZOW, 1913; ERISTAVI, 1955; KOTETISHVILLI, 1977), aber auch in reicher Zahl und schoner Erhaltung aus dem ostkaspischen Bereich von Mangyshlakh und Kopet-Dagh (Koppeh-Dagh) (GLAZUNOVA, 1953; LUPPOV et al., 1960; BOGDANOVA et al., 1963; SAVELIEV, 1973) angeführt.

Die Leymeriellen aus dem Zentraliran stellen bislang die südlichsten Vorkommen dieser Gattung dar, die allgemein als typisch boreale Formen angesehen werden (CASEY, 1957: 40; 1978: 592). Die Verwandtschaft der vorliegenden Arten mit denjenigen aus Südrußland und Europa ist auffallend. Zugleich ist es bemerkenswert, daß aus den gleichaltrigen Ablagerungen von Südwestiran (das Gebiet südlich der „Main Thrust") *Leymeriella* nicht bekannt ist. Paläobiogeographisch ist dies eine interessante Erscheinung, die jedoch nicht allein auf diese Zeitspanne beschrankt ist, sondern im ganzen Mesozoikum (ab der oberen Trias) feststellbar ist (SEYED-EMAMI, 1971, 1978).

Außerdem ist es auffallend, daß ähnlich wie in England (CASEY, 1957) und Norddeutschland (KEMPER, 1975: 92) die Beifauna sehr verarmt ist und aus einzelnen *Hypacanthoplites*- und *Arcthoplites*-Arten besteht.

Danksagung

Die paläontologischen Untersuchungen zu der vorliegenden Arbeit erfolgten am Institut für Paläontologie und historischen Geologie der Universität München. Ermöglicht wurden sie durch ein Stipendium der ALEXANDER VON HUMBOLDT-STIFTUNG. Es ist mir eine angenehme Pflicht dem Leiter des Instituts Herrn Prof. Dr. D. HERM und der ALEXANDER VON HUMBOLDT-STIFTUNG für die großzügige Unterstützung meinen aufrichtigen Dank auszusprechen.

Meinem Freund und Kollegen Herrn Dr. G. SCHAIRER bin ich für die Durchsicht des Manuskriptes und seine stetige Hilfsbereitschaft zu großem Dank verpflichtet. Mein Dank gilt auch allen anderen Institutsangehörigen, die mir stets mit Rat und Tat bei Seite standen.

Schriftenverzeichnis

ALAVI-NAINI, M. (1972): Etude géologique de la région de Djam. – Geol. Survey Iran Rep., **23**: 1–288; Tehran.

BOGDANOVA, T. N., LUPPOV, N. P. & JAKHNIN, E. J. (1963): Über die Stratigraphie der Ablagerungen des Apt und Alb in Tuarkyra. – Trud. Vses. N.-Issl. Geol. Inst. (VSEGEI), n. s., **109**: 75–97; Leningrad.

BREISTROFFER, M. (1947): Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, **26**: 17–104; Grenoble.

BRINKMANN, R. (1937): Biostratigraphie des Leymeriellenstammes nebst Bemerkungen zur Paläogeographie des norddeutschen Alb. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**: 1–18; Hamburg.

CASEY, R. (1957): The Cretaceous ammonite genus *Leymeriella* with a systematic account of its british occurences. – Palaeontology, **1**: 29–59, Taf. 7–10; London.

CASEY, R. (1978): A Monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand, Part 8. – Palaeont. Soc., 583–632, Taf. 98–100; London.

DESTOMBES, P., JUIGNET, P. & RIOULT, M. (1973): Ammonites de l'Aptien-Albien du Bec de Caux Normandie (N.-W. France). – Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis Museum du Havre, **61**: 49–106, Taf. 1–5; Havre.

DIMITROVA, N. (1967): Les fossiles de Bulgarie. IV. Crétacé inferieur. Cephalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea). – Acad. Bulgare sci., 1–236, 93 Taf.; Sofia.

ERISTAVI, M. S. (1955): Die Unterkreide-Fauna Grusiniens. – Akad. Nauk. Grus. SSR. Inst. Geol. Miner. Monogr., **6**: 1–224, 8 Taf; Tiflis.

GLAZUNOVA, A. E. (1953): Aptian and Albian ammonites from Kopet-Dag, Small and Great Balkan and Mangyshalkh. – Trud. Vses. N.-Issl. Geol. Inst. (VSEGEI), 1–97, 27 Taf., Moskau.

HAGHIPOUR, A., VALEH, N., PELISSIER, G. & DAVOUDZADEH, M. (1977): Explanatory text of the Ardekan quadrangle map, 1:250,000.– Geol. Survey Iran Quadrangle **H8**, 1–114; Tehran.

HUCKRIEDE, R. M., KÜRSTEN, M. & VENZLAFF, H. (1962): Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). – Beih. Geol. Jb., **51**: 1–197, Hannover.

JACOB, CH. (1907): Etude sur quelques ammonites du Crétacé moyen. – Mém. Soc. Géol. France, **15** (38): 1–64, Taf. 1–9; Paris.

JOJA, T., MANOLIU, E. & TASU, M. (1970) : Sur la présence d'une faune d'ammonites dans les shistes noires de l'anticlinal Horaita-Doamna dans le Ruisseau Sarata aux environs de la ville de Platra-Neamt. – Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., sér. Géol., **14** (2): 161–169, Taf. 1–4; Bukarest.

KALCHEVA-ILIEVA, K. (1967): Representatives of the genus *Leymeriella* in the Lower Albian oft north-west Bulgaria. – Rev. Bulg. Geol. Soc., **28** (1): 23–34, 2 Taf.; Sofia.

KEMPER, E. (1975) Die Cephalopoden aus dem Unter-Alb (Zone der *Leymeriella tardefurcata)* von Altwarmbüchen. – Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **119**: 87–111, Taf. 1–3; Hannover.

KOTETISHVILI, E. V. (1977): The Albian fauna of Georgia (ammonites and bivalves). – Trud. Akad. Nauk. Grus. SSR, n. s. **53**; 1–97, 40 Taf.; Tiflis.

LEYMERIE, A. (1842): Mémoire sur le terrain Crétacé du Department de l'Aube, contenant des considérations générales sur le Terrain Néocomien. – Mém. Soc. géol. France, **5** (1): 1–34, Taf. 1–18; Paris.

LUPOV, N. P., SIROTINA, E. A. & TOVBINA, S. Z. (1960): Über die Stratigraphie der Ablagerungen des Apt und Alb in Kopet-Dagh. – Trud. Vses. N.-Issl. Geol. Inst. (VSEGEI), n. s. **42**: 156–173; Lenningrad.

MOHAFEZ, S. (1963): Geology and oil possibilities of Khur-Jandagh-Biabanak area. – Natn. Iran. Oil Co., Geol. Rep. no. 250; Tehran (unveröffentlicht).

MUTIU, R. (1969): Contributii la studiul paleontologic si stratigrafica a depozitelor albiene din platforma Moesica. – Studii. cerc. geol. geofiz. geogr., Ser. Geol., **14** (2): 497–510, Taf. 1–4; Bukarest.

NAGY, J. (1970): Ammonite faunas and stratigraphy of Lower Cretaceous (Albian) rocks in Southern Spitsbergen. – Norsk. Polarinst. Skrift, **152**: 1–58, Taf. 1–12; Oslo.

ORBIGNY, A. (1841): Paléontologie Française. I. Terrains Crétacé. Céphalopodes. – 1–662, 148 Taf.; Paris.

SAVELIEV, A. A. (1973): Stratigraphy and ammonites of the Lower Albian of Mangyshlak. – Trud. Vses. Neft. N.-Issl. Geol. Inst., **323**: 1–338, Taf. 1–44; Leningrad.

SEITZ, O. (1930): Zur Morphologie der Ammoniten aus dem Albien. – Jb. Preuss. Geol. Landesanst., **51** (1): 8–35, Taf. 2–5; Berlin.

SEYED-EMAMI, K. (1978): An outline of the Mesozoic in Iran in the context of Plate Tectonics. – Bull. Iran. Petrol. Inst., **71**, 21–28; Tehran (Persisch).

SEYED-EMAMI, K. BRANTS, A. & BOZORGNIA, F. (1971): Stratigraphy of the Cretaceous Rocks Southeast of Esfahan. – Geol. Survey Iran Rep., **20**, 5–40, Taf. 1–5; Tehran.

SINZOW, I. (1913): Beiträge zur Kenntnis der unteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus. – Trav. Mus. Géol. Pierre le Grand, **7**: 93–117, Taf. 4–6; Petersburg.

SPATH, L. F. (1925): A Monograph of the Ammonoidea of the Gault. – Palaeontogr. Soc., part 2, 73–110, Taf. 5–8; London.

ZAHEDI, M. (1973): Etude géologique de la région de Soh (W de l'Iran Central). – Geol. Survey Iran Rep., **27**, 1–197; Tehran.

Tafelerläuterungen

(Alle Figuren in natürlicher Größe, wenn nichts anderes angegeben)

Tafel 2

Fig. 1–4: *Leymeriella (Leymeriella) weberi* SAVELIEV
1 a–b: Djam, 67-MA-128-2 (× 2)
2 a–c: Djam, 67-MA-128-3
3: Djam, 67-MA-128-4
4 a–b: Djam, 67-MA-128-5

Fig. 5 a–c: *Leymeriella (Leymeriella)* sp., Djam, 67-MA-128-1

Fig. 6 a–b: *Leymeriella (Leymeriella) germanica* CASEY, Shir-Kuh, 66-NT-42-3 (× 2)

Fig. 7–9: *Leymeriella (Leymeriella) densicostata* SPATH
7 a–b: Shir-Kuh, 66-NT-42-2
8 a–b: Shir-Kuh, 66-NT-42-1 (× 2)
9: Baqer-Abad, 67-SE-10-22

Fig. 10–12: *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (LEYMERIE in ORBIGNY)
10: Baqer-Abad, 67-SE-10-6
11: Baqer-Abad, 67-SE-10-5
12 a–b: Baqer-Abad, 67-SE-10-1

Tafel 3

Fig. 1–4, 6: *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (LEYMERIE in ORBIGNY)
1: Baqer-Abad, 67-SE-10-3
2: Baqer-Abad, 67-SE-10-2
3: Kolah-Qazi, 67-SE-10-41
4: Baqer-Abad, 67-SE-10-4
6 a–c: Djam, 67-MA-128-10 (6c = × 2)

Fig. 5, 12: *Leymeriella (Neoleymeriella)* aff. *pseudoregularis* SEITZ
5 a–c: Baqer-Abad, 67-SE-10-30
12: Baqer-Abad, 67-SE-10-31

Fig. 7, 10, 13: *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ
7 a–b: Baqer-Abad, 67-SE-10-32
10: Baqer-Abad, 67-SE-10-34
13 a–b: Shir-Kuh, 67-NT-42-5 (13 b = × 2)

Fig. 8, 9, 11: *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (BRUGIÈRE in ORBIGNY)
8 a–b: Shir-Kuh, 66-NT-42-7 (× 2)
9 a–b: Shir-Kuh, 66-NT-42-6 (× 2)
11: Baqer-Abad, 67-SE-10-35

Fig. 14: *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* SPATH, Baqer-Abad, 67-SE-10-36

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 29–49 | München, 15. 12. 1980

Weitere Paleozän – Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg

1. Fortsetzung

Von Franz Traub*)

Mit Tafel 4–6

Kurzfassung

Aus den paleozänen Oichinger Schichten des Haunsberges N Salzburg werden 20 Gastropodenarten beschrieben. Davon sind 6 Arten aus anderen Paleozänvorkommen seit langem bekannt. 12 neue Arten werden aufgestellt. 2 Arten sind unbenannt.

Abstract

Twenty species of gastropods from the paleocene strata of Oiching, Haunsberg, N Salzburg are described. Six species of gastropods are known from other paleocene areas. Twelve new species are established. Two species are unnamed.

Inhalt

1. Einleitung 29
2. Systematischer Teil zur Gastropodenfauna der Oichinger Schichten 30
3. Paläontologische Ergebnisse 46
4. Stratigraphische Ergebnisse 46
5. Schriftenverzeichnis 47

1. Einleitung

Das umfangreiche Gastropodenmaterial aus den zum Helvetikum gehörenden Oichinger Schichten des Haunsberges, das in den Jahren von 1948 bis 1979 durch schwierige Grabungen gewonnen wurde, kann infolge meines vorgerückten Alters nicht mono-

*) Dr. F. Traub, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

graphisch bearbeitet werden. Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, daraus je nach dem Fortschritt der Präparation nur einzelne Arten zu behandeln, die sich über die ganze Systematik der marinen Gastropoden verteilen. Dementsprechend wird als erste Fortsetzung meiner Veröffentlichung (Traub, 1979) ein weiterer Teil der Gastropodenfauna beschrieben.

Herrn Prof. Dr. D. Herm bin ich für die Überlassung eines Arbeitsplatzes im Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität sehr dankbar. Herrn Dr. med. E. Scherer sowie den Herren Dr. G. Schairer und Dr. P. Wellnhofer danke ich für ständige Hilfsbereitschaft. Herrn F. Höck ist für die Durchführung der Fotoarbeiten, Herrn K. Dossow für Zeichenarbeiten ebenfalls zu danken. Nicht zuletzt möchte ich meiner lieben Frau Gabriele für die Schreibmaschinenarbeiten danken.

2. Systematischer Teil zur Gastropodenfauna der Oichinger Schichten.

Vorbemerkung: Die systematische Anordnung der Gastropoden erfolgte nach Wenz (1938–1944), Zilch (1959–1960) und Lindner (1975). Die Gastropoden dieser Arbeit sind in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den jeweils angegebenen Inventarnummern aufbewahrt.

Classis Gastropoda
Subclassis Streptoneura (Prosobranchia)
Ordo Diotocardia (Archaeogastropoda)

Superfamilia Trochacea
Familia Trochidae
Subfamilia Umboniinae
Genus *Isanda* A. Adams, 1853
Subgenus *Minolia* A. Adams, 1860

Isanda (Minolia) sublineata n. sp.
Taf. 4, Fig. 1a–b

Material: 2 Gehäuse, nördlicher Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 432, 433
Holotypus: 1943 II 432, Taf. 4, Fig. 1a–b
Maße: H 4,98 mm, B 3,94 mm
Locus typicus: nördlicher Graben von Oiching, Og 1
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: sub (lat.) ein wenig, ziemlich, linea (lat.). Linie, Strich, wegen der ziemlich feinen Spiralreifen.
Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Minolia* mit sehr feinen Spiralreifen und sehr großer Endwindung, die fast $^{8}/_{10}$ der Gesamthöhe erreicht.
Beschreibung: Gehäuse sehr klein, mäßig festschalig, nicht perlmuttrig, eikegelförmig; Gewinde breit, kegelförmig; Protoconch sehr breit, kegelförmig aus 3 gewölbten, glatten Windungen, Nucleus klein; Teleconch aus 2 Mittelwindungen und einer

Endwindung, die treppenartig voneinander abgesetzt und durch tiefe Nähte getrennt werden; die beiden Mittelwindungen mäßig gewölbt und mit feinen, etwas gekornten Spiralreifen von der oberen zur unteren Naht bedeckt; auf der 2. Mittelwindung etwa 12 breite, wenig kornige Spiralreifen und schmälere Spiralfurchen; Endwindung sehr groß, oben mit einer stumpfen Kante, darunter mäßig gerundet; Unterseite sehr gewölbt mit feinen Spiralstreifen bis zum unteren Ende; Anwachsstreifen schlecht sichtbar, mäßig schief; Mündung fast kreisrund, Außenrand nur teilweise erhalten, innen glatt; Spindel konkav, glatt; Nabel mäßig weit, von einer gekerbten Kante umgeben, die auf der Rückseite als Wulst erscheint.

Bemerkungen: Im Vergleich zum Typus: *Isanda (Minolia) punctata* A. Adams, in Wenz 1938–1944, S. 317, ist unsere Art kleiner, mehr gedrungen und mit feineren Spiralreifen versehen.

Superfamilia Neritacea
Familia Neritidae
Subfamilia Neritinae
Genus *Seminerita* Cossmann, 1925

Seminerita haunsbergensis n. sp.
Taf. 4, Fig. 2a–c

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 425, Taf. 4, Fig. 2a–c
Maße: H 4,53 mm, B 4,12 mm
Locus typicus: Kroisbach, zwischen Kch 1 und Kch 2
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: nach dem weiteren Fundort

Diagnose: eine Art des Genus *Seminerita* mit einer glatten Mittelwindung und einer Endwindung. Diese besitzt oben sehr flache Rippchen, die gegen die Mündung hin kräftiger werden und von 3 spiralen Knotenreihen besetzt sind.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, kugelig, festschalig, etwas höher als breit; Gewinde sehr niedrig; Protoconch knopfförmig; Teleconch aus einer glatten gewölbten Mittelwindung und einer Endwindung, welche durch tiefe V-förmige Nähte getrennt werden; Endwindung, sehr groß, fast das ganze Gehäuse umschließend; Oberseite mit nach vorne gewölbten flachen Rippchen. Auf der vorderen Windungshälfte tragen diese Rippchen 3 spiral angeordnete, schwache Knoten. Die Rippchen verlieren sich noch über der Peripherie und gehen nach abwärts in Anwachsstreifen über. Unterseite mäßig gewölbt; Mündung groß, nicht ganz halbkreisförmig, maßig schief; Außenrand nicht erhalten; Spindelseptum flach, glatt, halbkreisförmig über die Vorderfläche ausgebreitet; Spindelkante gerade, bogig an den Parietalrand und Unterrand anschließend, mit 7 unregelmäßig angeordneten Zähnchen. Von diesen sind die 2 oberen schwach, die 4 darunter folgenden kräftig und das unterste Zähnchen schwach entwickelt.

Bemerkungen: *Seminerita haunsbergensis* unterscheidet sich von *S. mammaria* (Lamarck) aus dem Lutet von Caussy, in Cossmann, 1925, S. 215, Taf. 6, Fig. 8 durch eine Mittelwindung und schwach knotige Rippen auf der Endwindung.

Genus *Neritoplica* Oppenheim, 1892

Neritoplica oichingensis n. sp.
Taf. 4, Fig. 4a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 424, Taf. 4, Fig. 4a–b
Maße: H 18,2 mm, B 23,2 mm
Locus typicus: nördlicher Graben von Oiching, Og 1
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: nach dem Fundort
Diagnose: eine verhältnismäßig große Art der Gattung *Neritoplica* mit sehr stumpfen Gewinde, einer einzigen sichtbaren Mittelwindung und einer unten abgeplatteten Endwindung mit Zickzackzeichnung.
Beschreibung: Gehäuse mäßig groß, kugelig, breiter als hoch; Gewinde sehr niedrig, stumpf, beginnend mit einem kleinen versenkten Knopf mit Zickzackzeichnung, gefolgt durch eine ebensolche sehr gewölbte Mittelwindung; Endwindung das Gehäuse fast umschließend, mit halbmattem Glanz, unten mäßig abgeplattet; Mündung schief, weit, halbkreisförmig; Außenrand, soweit erhalten, scharf, innen glatt, oben ausgußartig; Spindelrand leicht konkav, oben mit einer krättigen, nach innen ziehenden Spindelfalte; Spindelseptum leicht gewölbt, dünn, halbkreisförmig über den von vorne sichtbaren Unterrand ausgedehnt; Periostrakum mit Zickzackzeichnung; Nähte gerillt, scharf; Anwachsstreifen z. Tl. gebündelt, nach vorne gebogen und dann etwas schief zum Unterrand verlaufend.
Bemerkungen: Durch die Größe des Gehäuses und die Zickzackzeichnung unterscheidet sich *N. oichingensis* von der wesentlich kleineren, gebänderten *N. globulus* Férussac aus dem Sparnac von Épernay in Cossmann, 1888, S. 86 sowie Cossmann et Pissarro, 1910–1913, Taf. 5, Fig. 39–6.

Ordo Monotocardia
Subordo Taenioglossa (Mesogastropoda)
Superfamilia Cerithiacea
Familia Vermetidae
Genus *Lemintina* Risso, 1826

Lemintina rugosa n. sp.
Taf. 4, Fig. 5,6

Material: 4 Bruchstücke, Kroisbach, zwischen Kch 10 und Kch 11, 1943 II 297; Kch 11a, 1943 II 298 (2); Kch 11a, 1943 II 299
Holotypus: 1943 II 297, Taf. 4, Fig. 5
Maße: H 21 mm, B 10,2 mm
Paratypus: 1943 II 299, Taf. 4, Fig. 6
Maße: H 25 mm, B 5 mm
Locus typicus: Kroisbach, zwischen Kch 10 und Kch 11, Holotypus; Kch 11a, Paratypus

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: rugosus (lat.) runzelig, wegen der runzeligen Skulptur.

Diagnose: eine neue Art des Genus *Lemintina* mit 40 bis 45 knotigen Längsreifen und anfangs starken, später schwachen ringförmigen rippenartigen Querwülsten.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, Röhre von fast kreisrundem, geschlossenen Querschnitt, sehr wenig gekrümmt. Die Skulptur besteht auf dem älteren Paratypus aus etwa 40 dicht gedrängten in der Längsrichtung knotigen Reifen und stärkeren unregelmäßigen in der Regel ringförmigen rippenartigen Querwulsten. Beim jüngeren Holotypus sind etwa 45 schwache Längsreifen vorhanden. Die Querwülste verkümmern immer mehr. Im Innern des Holotypus ist am oberen und unteren Ende jeweils eine stark konkave Scheidewand entwickelt.

Bemerkungen: Durch die runzelige Skulptur und die anfangs kräftigen Querwülste unterscheidet sich unsere Art von *Lemintina stricta* (Deshayes) aus dem Barton von Le Ruel, in Cossmann et Pissarro, 1910–1913, Taf. 22, Fig. 131–3.

Familia Potamidae

Subfamilia Potamidinae

Genus *Pirenella* Gray, 1847

Pirenella sp.

Taf. 4, Fig. 7a, 7b

Material: 2 unvollständige Gehäuse ohne Apex und Mündung, Kroisbach, 1943 II 439, 440.

Orig. zu Taf. 4, Fig. 7a, 7b, 1943 II 439, Maße: H 14,8 mm, B 7,9 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse mäßig groß mit einer vermutlichen Gesamthöhe von etwa 25 mm, turmförmig mit niedrigen, sehr flach gewölbten Windungen und V-förmigen Nähten; die noch erhaltenen Mittelwindungen anfanglich mit 4 aquidistanten Spiralreifen und 20–22 mehr oder minder vorspringenden, etwas nach rückwärts gebogenen Rippchen mit gleichen Abständen. Später in den Zwischenräumen der körnigen Spiralreifen jeweils noch ein glatter Spiralfaden; noch später in der Regel 3 Spiralfäden und gegen die untere Naht hin ein schwach körniger Spiralreifen. Schließlich werden auf den letzten Windungen auch die Spiralfäden zunehmend kornig, besonders der mittlere. Dabei sind die Körner insgesamt mehr in die Länge gezogen.

Bemerkungen: Bei dem Fehlen von Apex und Mündung ist ein näherer Vergleich kaum möglich. In Frage kommt *Pirenella (Pirenella) montensis* (Briart et Cornet, 1873) in Glibert, 1973, S. 35, Taf. 5, Fig. 8. Diese Art ist schlanker und besitzt nur 12–14 Rippchen. Außerdem hat sie jeweils einen kleinen Spiralreifen zwischen den großeren Spiralreifen.

Familia Cerithiopsidae
Genus *Cerithiella* Verril, 1882
Subgenus *Cerithiella* Verril, 1882

Cerithiella (Cerithiella) goetzingeri n. sp.
Taf. 4, Fig. 10, 11a, 11b

Material: 1 vollständiges Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 435; 48 Bruchstücke, Kch 11a, 1943 II 436 (42); Kch 11b, 1943 II 437, 438 (5)

Holotypus: 1943 II 435, Taf. 4, Fig. 11a, 11b

Maße: H 19,08 mm, B 5,92 mm

Paratypus: 1943 II 437, Taf. 4, Fig. 10

Maße: H 3,55 mm, B 1,44 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a und Kch 11b

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren meines Freundes Herrn Prof. Dr. K. G. H. Götzinger, Wien

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Cerithiella* mit gekörnelten kleinen Spiralreifen zwischen den meist 4 größeren Spiralreifen auf den letzten Mittelwindungen und der Endwindung; Unterseite der Endwindung mit Spiralfaden und einem gekörnelten Spiralreifen.

Beschreibung: Gehäuse maßig groß, spitzkegelformig; Gewinde sehr hoch; Protoconch aus einem kleinen, teilweise versenkten Nucleus und 2 sehr gewölbten, glatten Windungen bestehend, von denen die 2. Windung sehr rasch anwachst; Heteroconch aus etwa 12 außerst schwach gewölbten, gleichmäßig zunehmenden Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch V-formige Nahte getrennt sind; die 1. Mittelwindung mit 3 aquidistanten, schwach gekornelten Spiralreifen, von denen der oberste am schwachsten ist. Die Körnelung, hervorgerufen durch etwas nach rechts gebogenen Rippchen, verstarkt sich auf den folgenden Windungen. Auf der 5. Mittelwindung ist der oberste Spiralstreifen annahernd gleich stark als die beiden unteren. Ab der 10. Mittelwindung erscheinen beidseits des mittleren Spiralreifens je ein kleiner gekornelter Spiralreifen. Unterhalb des 3. Spiralreifens folgen ein kleiner gekornelter Spiralreifen und bereits unter der Peripherie ein 4. kraftiger Spiralreifen unmittelbar über der unteren Naht. Die gleiche Skulptur halt auch bis zur letzten Mittelwindung an. Endwindung groß, etwa $^1/_3$ der Gehäusehohe, Oberseite mit deutlich gekörnelten kleinen Spiralreifen zwischen den großen Spiralreifen; Unterseite schwach gewolbt, nach außen hin kantig. Unter dem 4. Spiralreifen folgen zwei Spiralfaden, dann ein deutlich gekörnelter Spiralreifen, der bis zum Oberrand der Mündung zieht, und weiterhin 6 Spiralfaden bis zum Ende des Kanals; Mündung rundlich viereckig, wenig breiter als hoch, unten mit kurzem, breiten Kanal; Außenrand etwas schadhaft erhalten; Spindel konkav mit kräftiger Spindelschwiele.

Bemerkungen: *Cerithiella lehardyi* (Briart et Cornet, 1873) in Glibert, 1973, S. 52, Taf. 6, Fig. 19 aus dem Calcaire de Mons hat im Gegensatz zu *C. goetzingeri* einen Protoconch aus 2 gewölbten Windungen, von denen die 2. Windung sich verschmälert und auf der letzten Hälfte mit flachen Rippchen ausgestattet ist. Ab der 10. Mittelwindung erscheinen hier gekörnelte Spiralreifen und wenig später in den Zwischenraumen zusatzlich schwachere. Jedoch tragt die Endwindung normalerweise 4 ge-

körnelte Spiralreifen, während bei *C. goetzingeri* 4 gekörnelte Spiralreifen und dazwischen kleinere Spiralreifen auftreten.

Genus *Seila* A. Adams, 1861

Seila cf. *meeki* (Wade, 1926)
Taf. 4, Fig. 8a–b, 9a–b

1926 *Cerithiopsis meeki* Wade, S. 156, Taf. 54, Fig. 23–24
1933 *Newtoniella subglabra* Ravn, S. 47, Taf. 5, Fig. 5
1960 *Seila meeki*, – Sohl, S. 84, Taf. 9, Fig. 17–19, 21
1976 *Seila subglabra*, – Makarenko, S. 96, Taf. 7, Fig. 5, 6, non 3, 4, 22

Material: 31 Bruchstücke, Kroisbach, Kch 11a (2), 1943 II 418; Kch 12, 1943 II 419; Kch 12, 1943 II 420; Kch 12 (16), 1943 II 421; Kch 12a (11), 1943 II 422
Orig. 1 zu Taf. 4, Fig. 9a–b, 1943 II 420, Maße: H 4,76 mm, B 2,9 mm
Orig. 2 zu Taf. 4, Fig. 8a–b, 1943 II 419, Maße: H 1,81 mm, B 0,71 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein (H etwa 12 mm), schlank, dünnschalig, spitzkegelförmig; Gewinde sehr hoch; Protoconch aus 3 gewölbten Windungen mit kleinem teilweise versenkten Nucleus. Diese Windungen besitzen dicht gedrängte, rippenförmige, schwach nach rückwärts gebogene Anwachsstreifen; Heteroconch aus zahlreichen flachen Mittelwindungen und einer Endwindung, welche durch grubenförmige Nähte getrennt sind; Mittelwindungen mit 3 stark erhobenen, außen gerundeten Kielen, wobei der unterste Kiel am stärksten entwickelt ist. Die Zwischenräume sind etwa 4mal so breit als die Kiele und haben eng aufeinanderfolgende Anwachsstreifen, die jedoch die Kiele nicht überschreiten. Endwindung mäßig hoch. Am gewölbten Unterrand stellen sich noch 2 Kiele ein, die zum Oberrand der Mündung ziehen. Davon ist der obere stärker, der untere schwächer. Die Unterseite ist weiter nach abwärts flach und glatt. Mündung gerundet viereckig, unten mit kurzem, schief nach links unten gewundenen Kanal, der oben durch eine gerundete Falte begrenzt wird; Außenrand nicht erhalten; Spindel etwas konkav.

Bemerkungen: *Seila meeki* aus der oberen Kreide von Tennessee und Mississippi hat einen multispiralen Protoconch aus 3 gewölbten Windungen, jedoch ist die 3. Windung breiter als die 1. Windung des Teleconchs. Dies ist bei unseren Stücken nicht der Fall. Hingegen zeigt die Abbildung bei Sohl, Taf. 9, Fig. 21 auf der Unterseite der Endwindung ebenso 2 schwache Kiele.

Superfamilia Scalacea
Familia Scalidae
Genus *Amaea* H. & A. Adams, 1853
Subgenus *Confusiscala* Boury, 1909

Amaea (Confusiscala) maxima n. sp.
Taf. 5, Fig. 4a–b, 4c

Material: 1 Steinkern mit Resten der inneren Schale, 1 Skulpturpräparat
Holotypus: 1943 II 426, Taf. 5, Fig. 4a–b, 4c
Maße: H 158 mm, B 74,5 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 11
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: maximus (lat.) am größten
Diagnose: eine sehr große neue Art des Subgenus *Confusiscala* mit knotigen Rippen im Bereich der Peripherie der Umgänge.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, spitzkegelförmig; Protoconch und die ersten Windungen des Teleconchs nicht erhalten. Die weiteren Windungen sind sehr gewölbt. Das Skulpturpraparat der beiden letzten Mittelwindungen zeigt tiefe Nahte, die unten von einem Nahtwulst eingesäumt werden. Unterhalb davon setzen die unregelmäßig übereinander stehenden varixartigen Rippen an. Sie verlaufen von dem Nahtwulst zur unteren Naht und sind in der Hohe der Peripherie knotenartig verdickt. Die Zwischenraume sind $1^1/_2$ mal so breit als die Rippen. Die Spiralskulptur besteht zwischen den beiden Nahten aus gewolbten Reifen, welche die Rippen uberschreiten und zwischen der Peripherie und der unteren Naht besonders kräftig werden. Durch unregelmäßige, leicht nach ruckwärts gebogene Anwachsstreifen werden die Spiralreifen leicht gekornelt. Die Endwindung ist schadhaft erhalten. Ein vom Oberrand der Mündung hervorkommender kraftiger Spiralreifen begrenzt nach oben die schwächer werdenden Rippen und nach unten die leicht gewolbte Basalscheibe. Mundung, soweit erhalten, rundlich; Außenrand und Unterrand nicht erhalten; Spindel oben konkav, unten gerade, glatt.

Bemerkungen: Das Subgenus *Confusiscala* Boury ist nach Wenz (1938–1944, S. 804) auf die Kreide beschränkt, scheint aber auch im Paleozän, wie der neue Fund zeigt, noch vorzukommen. Von *Amaea (Confusiscala) dupiniana* (A. Orbigny) aus dem Gault, Dep. Aube ebenda unterscheidet sich *Amaea (Confusiscala) maxima* durch die bedeutendere Größe und vor allem durch die knotigen Rippen.

Superfamilia Pyramidellacea
Familia Melanellidae
Genus *Melanella* Bowdich, 1822
Subgenus *Polygyreulima* Sacco, 1892

Melanella (Polygyreulima) cf. *vicina* (Briart et Cornet, 1873)
Taf. 4, Fig. 3a–b

1873 *Eulima vicina* Briart et Cornet, S. 22, Taf. 7, Fig. 12a–c
1885 *Eulima solidula* v. Koenen, S. 54, Taf. 3, Fig. 6a–b

1897 *Eulima solidula*, – NETSCHAEW, S. 156, Taf. 8, Fig. 6a–b
1915 *Eulima (Subularia) vicina*, – COSSMANN, S. 57, Taf. 4, Fig. 11–14
1933 *Eulima (Polygyreulima) danica* RAVN, S. 41, Taf. 4, Fig. 1a–b, 2a–b
1939 *Eulima solidula*, – RAVN, S. 66, Taf. 2, Fig. 12a–b
1964 *Eulima gracistylis* SOHL, S. 309, Taf. 50, Fig. 31–34
1973 *Melanella (Polygyreulima) vicina*, – GLIBERT, S. 57, Taf. 7, Fig. 6
1976 *Melanella vicina*, – MAKARENKO, S. 104, Taf. 5, Fig. 31–32

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1
Orig. zu Tafel 4, Fig. 3a–b, 1943 II 428, Maße: H 3,83 mm, B 1,37 mm
Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, mäßig schlank, getürmt kegelförmig; Gewinde spitzkegelförmig; Protoconch kuppelförmig mit sehr kleinem Nucleus und einer gewölbten Windung; Teleconch aus 7 glatten Mittelwindungen und einer ebensolchen Endwindung. Die 3 ersten Mittelwindungen sind stärker gewölbt, mäßig flach und durch feine Nähte getrennt. Die folgenden Mittelwindungen sind etwas flacher und haben völlig gerade Seitenflanken. Die Nähte sind durch eine Schmelzschicht kaum sichtbar. Endwindung groß, 44% der Gesamthöhe, unten stumpfkantig; Unterseite sehr flach gewölbt, unter 45° abfallend; Mündung eiförmig, oben spitz gewinkelt; Außenrand und Unterrand teilweise nicht erhalten; Spindel fast gerade, glatt, mit einem kleinen Spindelwulst; ungenabelt.

Bemerkungen: Das Original ist am besten mit der Abbildung von RAVN, 1939, vergleichbar. Abweichungen bestehen nur im unteren Teil der Mundung, die beim Original durch den abgebrochenen Unterrand nicht bogenförmig gekrümmt zu sein scheint.

Superfamilia Calyptraeacea
Familia Calyptraeidae
Genus *Calyptraea* LAMARCK, 1799
Subgenus *Calyptraea* LAMARCK, 1799

Calyptraea (Calyptrae) cf. *suessoniensis* (D'ORBIGNY, 1850)
Taf. 5, Fig. 1a–b, 2a–b

1850 *Infundibulum Suessoniensis* D' ORBIGNY, S. 320, Nr. 428
1861 *Calyptraea Suessoniensis*, – DESHAYES, S. 276, Taf. 9, Fig. 1, 2
1887 *Calyptraea Suessoniensis*, – BRIART, et CORNET, S. 69, Taf. 24, Fig. 3a–d
1887 *Calyptraea trochiformis* BRIART et CORNET, S. 68, Taf. 24, Fig. 2a–d
1897 *Calyptraea suessoniensis*, – NETSCHAEW, S. 145, Taf. 9, Fig. 3a–b
1915 *Calyptraea montensis* COSSMANN, S. 70, Taf. 4, Fig. 60–68
1930 *Calyptraea montensis*, – VINCENT, S. 22, Taf. 1, Fig. 11
1961 *Calyptraea* cf. *suessoniensis*, – MAKARENKO, S. 93, Taf. 18, Fig. 5–7
1963 *Calyptraea montensis*, – KRACH, S. 94, Taf. 21, Fig. 11, 11a
1973 *Calyptraea montensis*, – GLIBERT, S. 59
1975 *Calyptraea montensis*, – ANDERSON, S. 151, Taf. 15, Fig. 4–7
1976 *Calyptraea suessoniensis*, – MAKARENKO, S. 107, Taf. 9, Fig. 18–20

Material: 4 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 364; Kch 11a, 1943 II 346; Kch 12, 1943 II 362; Kch 12a, 1943 II 363; 3 Bruchstücke, Kch 11a, 1943 II 347, Kch 14, 1943 II 348, 349

Orig. 1 zu Taf. 5, Fig. 2a–b, 1943 II 346

Maße: H ca. 2,8 mm, B 10,5 mm

Orig. 2 zu Taf. 5, Fig. 1a–b, 1943 II 363

Maße: H 3,68 mm, B 6,74 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein bis klein, mehr oder minder flachkegelig, Gewinde stumpfkegelförmig; Höhe zumeist $^1/_3$ der Breite, stark veränderlich; Protoconch etwas exzentrisch, mit kleinem etwas versenkten Nucleus und $1^1/_2$ sehr gewölbten glatten Windungen, die turmartig den 2 rasch anwachsenden Mittelwindungen aufgesetzt sind; Nähte kaum sichtbar; Anwachsstreifen sehr schwach und sehr schief, meist glatt und kaum von länglichen Schüppchen besetzt; Endwindung sehr groß; Basis, konkav, mit scharfem Rand; Mündung rundlich, Spirallamelle vorne etwa halbkreisförmig abgeschrägt.

Bemerkungen: *C. (Calyptraea) suessoniensis* ist im Paleozän weit verbreitet: Pariser Becken, Belgien (Calcaire de Mons), Deutschland (Niederrheinische Bucht), Polen (Mittlere Karpaten), Rußland (Ukraine – Mittlere Wolga).

Superfamilia Strombacea

Familia Strombidae

Genus *Tibia* (Bolten) Röding, 1798

Subgenus *Calyptrophorus* Conrad, 1857

Tibia (Calyptrophorus) cf. *houzeaui* (Briart et Cornet, 1877)

Taf. 5, Fig. 3a–b

1877 *Rostellaria Houzeaui* Briart et Cornet, S. 5, Taf. 13, Fig. 1

1904 *Rostellaria (Calyptrophorus) Houzeaui*, – Cossmann, S. 27

1973 *Tibia (Calyptrophorus) houzeaui*, – Glibert, S. 59

1976 *Tibia (Calyptrophorus)*, – Makarenko, S. 108, Taf. 10, Fig. 11, 12

Material: 1 schlecht erhaltenes und verdrücktes Gehäuse, Kroisbach, Kch 8

Orig. zu Taf. 5, Fig. 3a–b, 1943 II 417, Maße H 36,7 mm, B 19 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß: doppelt kegelförmig; Gewinde verlängert; Apex abgebrochen. Eine schadhafte Stelle links unter dem ursprünglichen Apex läßt 3 Umgänge erkennen, die sonst durch die das Gehäuse umschließende Schmelzschicht verdeckt sind. Endwindung hoch, seitlich – z. Tl. durch Gebirgsdruck – abgeflacht; Unterseite schwach konkav, glatt; Mundung eng; Spindel konkav. Das anschließende Rostrum und der Außenrand der Mündung sind nicht erhalten. Spindelrand schwielig.

Bemerkungen: Das Gehäuse ist so unvollständig erhalten, daß nur eine angenäherte Bestimmung möglich ist. *Tibia (Calyptrophorus) houzeaui* ist fast doppelt so hoch und kommt im Calcaire de Mont und in unterpaleozänen Ablagerungen der Nordukraine vor.

Subordo Stenoglossa (Neogastropoda)
Superfamilia Muricacea
Familia Muricidae
Subfamilia Muricinae
Genus *Hexaplex* Perry, 1811
Subgenus *Paziella* Jousseaume, 1880

Hexaplex (Paziella) robusta n. sp.
Taf. 5, Fig. 5a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 385, Taf. 5, Fig. 5a–b
Maße: H 8,34 mm, B 5,31 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: robustus (lat.) kräftig, wegen der kräftigen Varices
Diagnose: eine neue kleine Art des Subgenus *Paziella* mit 7 kraftigen stumpfhokkerigen Varices je Windung und mit einer bis auf wenige Spiralfaden glatten Skulptur.
Beschreibung: Gehäuse klein, festschalig, doppelkegelförmig, etwas bauchig; Gewinde hoch, kegelförmig, gleich der halben Gesamthöhe; Protoconch domartig, aus 2 gewölbten, glatten Windungen, Nucleus beschadigt; Teleconch aus drei kantigen Mittelwindungen und einer ebensolchen Endwindung, welche durch tiefe Nähte treppenartig voneinander abgesetzt sind und je 7 Varices besitzen. Die Varices der beiden ersten Mittelwindungen ähneln kräftigen Rippen mit 3 mal so breiten Zwischenräumen. Erst auf der letzten Mittelwindung und auf der Endwindung erscheinen etwas stumpfhockerige rippenförmige Varices. Spiralskulptur aus wenigen Fäden mit etwa 2mal so breiten glatten Zwischenräumen; Anwachsstreifen sehr fein, gerade; Endwindung sehr groß, fast dreiviertel der Gesamthöhe; Basis konvex, glatt, mit geradem Hals; Mündung länglich, birnförmig, unten mit schwacher Einschnürung in einen langen Kanal auslaufend; Außenrand durch Varix verstärkt; Spindel schwach konkav, glatt.
Bemerkungen: Das vorliegende Stück scheint etwas abgerollt und eine Jugendform zu sein.

Superfamilia Buccinacea
Familia Buccinidae
Genus *Parvisipho* Cossmann, 1889
Subgenus *Parvisipho* Cossmann, 1889

Parvisipho (Parvisipho) preyi n. sp.
Taf. 5, Fig. 6a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 431, Taf. 5, Fig. 6a–b
Maße: H 12,2 mm, B 5,4 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 14

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren des hochverdienten Alpengeologen Dr. S. Prey, Wien

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Parvisipho* mit einer Skulptur aus Spiralfurchen und etwa gleich breiten Spiralbandern, die das Gehäuse vom Apex bis zum unteren Ende bedecken.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein, ziemlich dünnschalig, spindelförmig, Gewinde hoch kegelformig; Protoconch aus einem kleinen erhabenen Nucleus und 3 gewolbten, glatten Windungen, die stumpfkegelförmig dem Heteroconch aufgesetzt sind. Dieser aus 4 maßig gewolbten Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch tiefe Nahte getrennt sind. Die Windungen springen an der oberen Naht etwas vor, gegen die untere Naht sind sie eingezogen. Die Skulptur besteht aus Spiralbandern und Spiralfurchen und etwas nach rechts gebogenen, schwer sichtbaren Anwachsstreifen. Die Spiralfurchen sind auf den älteren Windungen nur eingeritzt, auf den jungeren Windungen erreichen sie zunehmend fast dieselbe Breite als die Spiralbänder. Endwindung gleich $^3/_5$ der Gesamthohe, etwas bauchig, eiformig, mit ziemlich langem Hals, ohne Siphonalwulst; Mundung langlich eiformig, oben spitz gewinkelt, ohne Ausguß, unten in einen kurzen, etwas nach links gedrehten Kanal auslaufend; Außenrand scharf, nicht verdickt; Spindel glatt, S-formig gebogen, Spindelrand schwach; Spiralfurchen auf der Unterseite besonders kräftig.

Bemerkungen: Gegenüber dem Typus: *P. terebralis* (Lamarck) aus dem Lutet des Pariser Beckens in Cossmann et Pissarro, 1910–1913, Taf. 37, Fig. 185-1 ist unsere Art schmäler, sowohl in der äußeren Form als auch in der Mündung.

Parvisipho (Parvisipho) freytagi n. sp.
Taf. 6, Fig. 1a–b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 434, Taf. 6, Fig. 1a–b

Maße: H 10,8 mm, B 3,85 mm

Locus typicus: nördlicher Graben von Oiching, Og 1

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren meines Freundes Herrn Obermedizinaldirektor Dr. med. Bl. Freytag, München

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Parvisipho* mit 2 größeren Spiralreifen unter der oberen Naht, die auf den axialen Falten der Mittelwindungen mit 2 spiralen Reihen schwacher Knoten besetzt sind.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein, schlank, spindelförmig, Gewinde hoch, spitzkegelformig; Protoconch mit kleinem Nucleus und $2^1/_2$ maßig gewolbten, glatten Windungen, die einen kleinen stumpfen Kegel bilden; Teleconch aus 4 Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch tiefe Nahte getrennt sind. Die Mittelwindungen sind hoch und unter der oberen Naht starker, darunter sehr maßig gewolbt. Sie besitzen etwa 15 axiale Fältchen. Diese sind schief und leicht nach rückwärts gekrümmt und werden nach abwarts immer schwacher. Die Spiralskulptur besteht aus sehr feinen Reifen und mit ebenso breiten Furchen. Gegen die obere Naht treten 2 Spiralreifen stärker hervor. Am Schnittpunkt mit den axialen Fältchen bilden sie 2 spirale Knotenreihen; Endwindung sehr groß, etwa 60% der Gesamthöhe, etwas bauchig, ohne axiale Fältchen, jedoch mit

einer deutlichen Spiralfurche unter der Naht. Der nach abwärts folgende 2. Spiralreifen verliert sich allmählich. Kurz vor dem Unterende sind die Spiralfurchen stärker entwikkelt. Mündung länglich eiförmig; Außenrand nicht erhalten, ebenso fehlt ein Teil der Unterseite. Spindel schwach S-förmig, unten mit einem kurzen verengten Kanal.

Bemerkungen: *Parasipho infraeocaenicus* Cossmann aus dem Thanet von Proully in Cossmann et Pissarro, 1910–1913, Taf. 37, Fig. 185-2 ist mindestens um die Hälfte größer, jedoch ohne 2 Spiralfurchen unter der oberen Naht.

Familia Melongenidae
Genus: *Melongena* Schumacher, 1817
Subgenus: *Cornulina* Conrad, 1853

Melongena (Cornulina) austriaca n. sp.
Taf. 6, Fig. 5a–b

Material: 1 beschädigtes Gehäuse
Holotypus: 1943 II 386, Taf. 6, Fig. 5a–b
Maße: H 74 mm, B 39,4 mm ohne Stacheln
Locus typicus: Kroisbach, Kch 11 a
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: Austria, Österreich, nach dem Herkunftsland
Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Cornulina* mit ovalem Umriß, kleinem Gewinde, langen Kanal und kräftigem Siphonalwulst.

Beschreibung: Gehäuse groß, festschalig, eiförmig; Gewinde klein, schwach konkav, kegelförmig; Protoconch und Anfangswindungen des Teleconchs nicht erhalten. Der nach vorhandene Teleconch besteht aus 3 Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch seichte wellige Nähte getrennt werden. Die 1. Mittelwindung ist oben bis $^2/_3$ ihrer Höhe schwach konkav, darunter konvex und trägt von der oberen zur unteren Naht verlaufende gewölbte Rippen. Diese besitzen am Übergang vom konkaven zum konvexen Schalenteil höckerige Anschwellungen. Die 2. und 3. Mittelwindung sind oben flach konkav und zeigen einen von Knoten und weiterhin von Stacheln besetzten Kiel, der fast unmittelbar darunter an die untere Naht angrenzt. Endwindung sehr groß, mehr als $^9/_{10}$ der Gesamthöhe, mit einem doppelten Kranz von senkrecht übereinander stehenden nach rückwärts gekrümmten Stacheln; Mündung eiförmig, unten mit einem abgesetzten langen nach links gerichteten Kanal; Außenrand beschädigt. Der darunter liegende Steinkern ist glatt. Spindel schwach konkav mit kräftiger Spindelschwiele, oben anliegend, unten wenig abgelöst; unterhalb davon ein verzierter flügelartiger Siphonalwulst; Anwachsstreifen bündelartig; Spiralskulptur nur auf der Basis in Form von schuppigen Wülsten.

Bemerkungen: Vergleichbar ist *Melongena (Cornulina) minax* (Solander) in Cossmann et Pissarro, 1910 bis 1913, Taf. 39, Fig. 191-1 aus dem Barton von Le Ruel. Letztere hat eine mehr gedrungene Gestalt, das Gewinde ist höher, der Kanal wesentlich kürzer und breiter.

Superfamilia Volutacea
Familia Volutidae
Subfamilia Pholidotominae
Genus *Diconomorpha* WENZ, 1943

? *Diconomorpha* sp.
Taf. 6, Fig. 8a–b

Material: 1 Steinkern mit spärlichen Schalenresten, Kroisbach, Kch 11
Orig. zu Taf. 6, Fig. 8a–b, 1943 II 423, Maße: H 84 mm, B 87 mm
Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Das sehr beschädigte Stück läßt folgende Beschreibung zu: Gehäuse groß, doppelkegelförmig; Gewinde niedrig, flachkegelförmig; Protoconch nicht erhalten; Teleconch aus 3 Mittelwindungen und 1 Endwindung. Die Mittelwindungen haben eine stumpfe Kante mit flach gewölbten Knoten und sind durch undeutliche Nähte getrennt. Die Endwindung ist sehr groß und im unteren Teil beschädigt. Die Knotenreihe tritt hier stärker hervor. Die Mündung ist oben ziemlich schmal, nach unten erweitert, jedoch fehlt der untere Teil und der Außenrand. Die Spindel ist oben fast gerade und trägt hier 3 schiefe Falten, von denen die unterste einen doppelt so großen Abstand von der mittleren Falte hat als diese von der obersten Falte. Es ist möglich, daß im abgebrochenen Teil der Unterseite noch Falten auftreten.

Bemerkungen: Infolge des schlechten Erhaltungszustandes ist die Zugehörigkeit zur Gattung *Diconomorpha* WENZ nicht sicher. Diese Gattung kommt in der oberen Kreide von Vorderindien vor. Von *D. elegans* (DOUVILLÉ, 1929) S. 36, Taf. 7, Fig. 1–7 unterscheidet sich unser Stück durch die weit auseinander stehenden und viel schwächeren Knoten.

Superfamilia Conacea
Familia Turridae
Subfamilia Clavatulinae
Genus *Surculites* CONRAD, 1865
Subgenus *Clinura* BELLARDI, 1875

Surculites (Clinura) bilineatus n. sp.
Taf. 6, Fig. 2a–b, 2c

Material: 1 Steinkern mit geringen Resten der inneren Schale, 1 Gipsabguß desselben Individuums
Holotypus: 1943 II 283, Taf. 6, Fig. 2c, Gipsabguß
Holotypus: 1943 II 283, Taf. 6, Fig. 2a–b, Steinkern
Maße: H 29,4 mm, B 21,5 mm, Gipsabguß
Maße: H 29,0 mm, B 19,8 mm, Steinkern
Locus typicus: Kroisbach, Kch 11
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: bis (lat.) zweimal, linea (lat.) Strich, Linie

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Clinura* mit äußerst feinen Spiralreifen auf der Rampe der Windungen und 2 kräftigen Spiralreifen auf der Unterseite der Endwindung.

Beschreibung: Gehäuse mittelmäßig groß, doppelkegelförmig, etwas bauchig; Gewinde mittelhoch; Protoconch und Anfangswindungen nicht erhalten; die weiteren 3 Mittelwindungen und die Endwindung mit breiter schwach konkaver Rampe, die außen von einer knotigen Kante in etwa $^1/_4$ der Umgangshöhe über der unteren Naht begrenzt wird. Von dieser Kante fallen die Umgänge konkav zur unteren Naht ab. Nähte scharf; über der Kante der letzten Mittelwindung etwa 16 äußerst feine Spiralreifen, unter derselben 6 etwas stärkere Spiralreifen; Anwachsstreifen zwischen der oberen Naht und der Rampenkante bogig nach hinten gerichtet; Endwindung mit schwach gewölbter Basis; Mündung mäßig weit, rundlich dreieckig mit nach links kaum gekrümmten Kanal; Spindel konkav, glatt; Außenrand nicht erhalten; auf der Rampe breiter flacher Analsinus, der seine größte Tiefe knapp über der Mitte der Rampe erreicht und etwa 25 sehr feine Spiralstreifen; unter der Kante etwa 10 Spiralreifen. Nach abwärts folgen eng aufeinander 2 besonders kräftige Spiralreifen, dazwischen ein feiner Spiralreifen. Darunter sind auf der geschädigten Unterseite 15 Spiralreifen vorhanden. Anwachsstreifen unter der Rampe nach vorwärts gebogen.

Bemerkungen: Ein rein äußerlicher Vergleich mit *Fusus supramoerchi* Archangelskij, 1905, S. 97, Taf. 10, Fig. 11, ist angebracht. Jedoch ist der Beschreibung nicht zu entnehmen, ob auf der Rampe ein Analsinus entwickelt ist.

Subfamilia Brachytominae

Genus *Exilia* Conrad, 1860

Exilia cf. *crassistria* (v. Koenen, 1885)

Taf. 6, Fig. 7a–b

1885 *Fusus crassistria* v. Koenen, S. 16, Taf. 1, Fig. 12a–b
1901 *Exilia crassistria*, – Cossmann, S. 27
1939 *Exilia crassistria*, – Ravn, S. 81, Taf. 3, Fig. 3a–b
1976 *Exilia crassistria*, – Makarenko, S. 128, Taf. 11, Fig. 17–18

Material: 2 Gehäuse, Kroisbach Kch 4, 1943 II 441, Kch 9, 1943 II 442
Orig. zu Taf. 6, Fig. 7a–b, 1943 II 441, Maße: H 25,9mm, B 6,5mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse mäßig groß, schlank, spindelförmig; Gewinde spitz kegelförmig. Vom Protoconch ist nur die unterste glatte und gewölbte Windung erhalten. Heteroconch aus 7 mäßig gewölbten, flachen Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch eingedrückte Nähte getrennt werden. Diese Windungen tragen zunehmend hohe, gerundete Längsrippchen, 17 auf der dritten Windung, 22 auf der Endwindung. Sie erstrecken sich von der oberen zur unteren Naht und sind kurz über ihrer Mitte flach nach rückwärts gebogen. Sie sind etwa ebenso breit als ihre Zwischenräume. Die Spiralskulptur besteht aus zahlreichen – auf der letzten Mittelwindung 15 – feinen, gerundeten Reifen, welche auch die Rippchen überschreiten und halb so breit sind als diese. Endwin-

dung groß, etwa 60% der Gesamthöhe, mit sehr langem, geraden Hals; Mündung schmal, lanzettförmig, in einen langen, geraden Kanal ausgezogen; Außenrand nicht erhalten; Spindel gerade, glatt, mit einer schwachen Schwiele. Die Rippchen verlieren sich etwa in der Mitte der Endwindung. Unter der Naht folgen 6 dicht gedrängte Spiralreifen und ebenso breite Spiralfurchen. Im Bereich der Peripherie werden die Spiralfurchen etwa doppelt so breit als die Spiralreifen. Weiter nach abwärts haben die Spiralfurchen dieselbe Breite als die Spiralreifen.

Bemerkungen: Die von RAVN, 1939, auf Taf. 3, Fig. 3a–b abgebildete *E. crassistria* besitzt gitterartige Skulptur, während auf unserem Stück im allgemeinen, vermutlich infolge eines Präparationsfehlers, die Längsrippchen mehr in Erscheinung treten, so daß eine völlige Gleichsetzung nicht möglich ist. Eine Gitterung vermißt man auch bei MAKARENKO. Möglicherweise handelt es sich um eine andere Art.

Subclassis Euthyneura (Opisthobranchia)
Ordo Cephalaspidea
Superfamilia Acteonacea
Familia Acteonidae
Subfamilia Acteoninae
Genus *Acteon* MONTFORT, 1810

Acteon tenuiplicatus BRIART et CORNET, 1886
Taf. 6, Fig. 6a–b

1887 *Acteon tenuiplicatus* BRIART et CORNET, S. 115, Taf. 26, Fig. 11a–c
1905 *Actaeon difficilis* ARCHANGELSKIJ, S. 103, Taf. 11, Fig. 23–25
1973 *Acteon tenuiplicatus*, – GLIBERT, S. 89, Taf. 10, Fig. 20
1976 *Acteon tenuiplicatus*, – MAKARENKO, S. 156, Taf. 16, Fig. 15, 16, Taf. 17, Fig. 1, 2

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 12
Orig. zu Taf. 6, Fig. 6a–b, 1943 II 443, Maße: H 10,15 mm, B 5,1 mm
Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse klein, eikegelförmig; Gewinde kegelförmig von fast gleichseitig dreieckigem Querschnitt; Protoconch mit versenktem Nucleus und einer sehr gewölbten glatten Windung; Teleoconch aus 4 mäßig gewölbten Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch tiefe, rinnenartige Nähte getrennt und nicht sonderlich abgesetzt sind. Die 1. Mittelwindung mit ? 3, die 2. Mittelwindung mit 3, die 3. Mittelwindung mit 5, die 4. Mittelwindung mit 6 Spiralfurchen, die etwa $^1/_3$ so breit sind als die Spiralreifen; in den Spiralfurchen scharfe von rechts oben nach links unten verlaufende Lamellen, auf den Spiralreifen undeutliche Lamellen, die insgesamt übereinander betrachtet als Anwachsstreifen schwach bogenförmig nach vorwärts ausgerichtet sind; Endwindung sehr groß, etwa 75% der Gesamthöhe, bauchig; Basis konvex; unter der Naht 6 breite Spiralreifen, im Bereich der Peripherie 7 breite, glatte Spiralreifen, die durch schwache Spiralfurchen zweigeteilt sind. Bis zum unteren Ende des Gehäuses folgen 7 Spiralfurchen und ebenso breite Spiralreifen. Mündung eiförmig, oben spitz gewinkelt, unten bogig; Außenrand oben nicht erhalten, in der Mitte etwa parallel der Ge-

häuseachse; Unterrand links umgeschlagen; Spindel etwas konkav, gedreht, oben mit einer schiefen schwachen Falte; Parietalkallus schmal, mit der Spindel verbunden.

Bemerkungen: Größte Übereinstimmung besteht mit der Abbildung in Makarenko, 1976, S. 156, Taf. 16, Fig. 15, 16. Diese Art ist etwas kleiner als unser Stück. Briart et Cornet bilden ebenfalls ein kleines Exemplar ab, dessen Außenrand mehr bogig verläuft. *A. cicatricosus* Sohl, 1964, S. 288, Taf. 47, Fig. 17, 18, 22 aus der oberen Kreide von Mississippi hat treppenförmig abgesetzte Windungen, die gegen eine Gleichsetzung im Sinne von Makarenko sprechen.

Familia Scaphandridae

Genus *Acteocina* Gray, 1847

Acteocina kroisbachensis n. sp.

Taf. 6, Fig. 3a–b, 4

Material: 1 schlecht erhaltenes Gehäuse, nördlicher Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 410; 23 Bruchstücke: nordlicher Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 411; Og 3 (3), 1943 II 412; Kroisbach, Kch 1 (3), 1943 II 413; Graben ostwärts der Ortschaft Kroisbach, Kr 1 (16), 1943 II 414.

Holotypus: 1943 II 410, Taf. 6, Fig. 3a–b

Maße: H 3,75 mm, B 1,46 mm

Paratypus: 1943 II 411, Taf. 6, Fig. 4

Maße: H 1,58 mm, B 0,86 mm

Locus typicus: nördlicher Graben von Oiching, Og 1

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: nach dem Fundort der hauptsächlichsten Verbreitung

Diagnose: eine neue Art der Gattung *Acteocina* mit dicht gedrängtem Rippenkranz unterhalb der Kante der Endwindung

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, walzenförmig; Gewinde meist eingesenkt, selten etwas erhoben; Protoconch aus $1^1/_2$ sehr dicken Windungen, heterostroph, mit horizontaler Achse, nach rechts gewunden; Teleconch aus 2,5–3 Windungen, welche oben U-förmig ausgehöhlt sind, durch äußerst feine Nähte getrennt. Endwindung meist schwach bauchig, oben mit einer scharfen Kante; unterhalb davon eine 0,3–0,4 mm breite Zone mit dicht gedrängten axialen Rippchen. Gelegentlich sind die Rippchen durch eingeritzte Spirallinien etwas gegittert. Darunter folgt eine schwache kreisförmige Einsenkung, in welcher sich die Rippchen verlieren, und weiterhin eine fast glatte Zone mit eingeritzten Spirallinien. Weiter nach abwärts ist das Gehäuse mit zunehmend schiefen weit auseinander stehenden Spiralreifen bis zum Ende der Basis überzogen. Die Mündung ist oben sehr eng und erweitert sich nach unten. Infolge des eingedrückten Außenrandes sind hier keine näheren Angaben möglich.

Bemerkungen: In der allgemeinen Form und der allerdings nur schwachen Depression auf der Endwindung besteht weitgehende Übereinstimmung mit *Acteocina plicatella* (v. Koenen, 1885) aus dem Paleozän von Kopenhagen. Der Unterschied liegt in der Zone der Rippen unter der Kante der Endwindung.

3. Paläontologische Ergebnisse

Von den 20 beschriebenen und abgebildeten Gastropoden sind nur 6 Arten in den nordlichen und östlichen Paleozängebieten vertreten; 12 neue Arten werden beschrieben; von 2 Arten wurde nur das Genus festgestellt.

Den neuen Arten gehören an:

Isanda (Minolia) sublineata n. sp.
Seminerita haunsbergensis n. sp.
Neritoplica oichingensis n. sp.
Lemintina rugosa n. sp.
Cerithiella (Cerithiella) goetzingeri n. sp.
Amaea (Confusiscala) maxima n. sp.
Hexaplex (Paziella) robusta n. sp.
Parvisipho (Parvisipho) preyj n. sp.
Parvisipho (Parvisipho) freytagi n. sp.
Melongena (Cornulina) austriaca n. sp.
Surculites (Clinura) bilineatus n. sp.
Acteocina kroisbachensis n. sp.

Folgende Gastropodengehäuse sind so unvollständig erhalten, daß sie nur dem Genus nach zu bestimmen sind.

Pirenella sp.
Diconomorpha sp.

Aus den nördlichen und östlichen Paleozängebieten sind bekannt:

Seila cf. *meeki* (Wade, 1926)
Melanella (Polygyreulima) cf. *vicina* (Briart et Cornet, 1873)
Calyptraea (Calyptraea) cf. *suessoniensis* (d' Orbigny, 1850)
Tibia (Calyptrophorus) cf. *houzeaui* (Briart et Cornet, 1877)
Exilia cf. *crassistria* (v. Koenen, 1885)
Acteon tenuiplicatus Briart et Cornet, 1886

4. Stratigraphische Ergebnisse

Unter den Gastropoden der Oichinger Schichten wurde zum erstenmal *Seila* cf. *meeki* (Wade, 1926) gefunden. Die Vergleichsart kommt in Nordamerika in der Oberen Kreide der Ripley Formation und in Europa auch im Unterpaleozan der Nordukraine vor.

Diese Spezies und 5 weitere Gastropoden-Arten der Oichinger Schichten sind teilweise aus anderen europaischen Paleozanablagerungen längst bekannt oder haben dort nahe Verwandte: Pariser Becken, Calcaire de Mons, Niederrheinische Bucht, Faxekalk von Dänemark, westliches Gaswerk von Kopenhagen, Mittlere Karpaten (Babica), Nordukraine bis Mittlere Wolga. Sie sind in nachfolgender Liste zusammengestellt:

Gastropoden der Oichinger Schichten	Pariser Becken	Calcaire de Mons	N. Rhein. Bucht	Faxe-Kalk	Kopenhagen	Mittlere Karpaten	N. Ukaine – Mittlere Wolga
Acteon tenuiplicatus BRIART et CORNET, 1887		+					+
Calyptraea (Calyptraea) suessoniensis (D'ORBIGNY, 1850)	+	+	+			+	+
Exilia cf. *crassistria* (V. KOENEN, 1885)					+		?
Melanella (Polygyreulima) cf. *vicina* (BRIART et CORNET, 1873)		+		+			+
Seila cf. *meeki* (WADE, 1926)							+
Tibia (Calyptrophorus) cf. *houzeaui* (BRIART et CORNET, 1877)		+					+

In dieser Aufstellung ist bemerkenswert, daß vorwiegend Arten aus dem Calcaire de Mons, also aus dem Dan und Mont von Belgien, vertreten sind. Jedoch können nach H. HAGN (in TRAUB, 1979) die Gastropoden-führenden Oichinger Schichten unter Auswertung von mikropaläontologischen Befunden „am ehesten in den Zeitbereich Oberes Mont – tieferes Thanet" eingereiht werden.

5. Schriftenverzeichnis

(siehe auch TRAUB, 1979)

COSSMANN, M. (1888): Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Éocène des environs de Paris. – Ann. Soc. R. Malac. de Belgique, **23**: 1–324, Taf. 1–12; Bruxelles.

COSSMANN, M. (1901): Essais de Paléoconchologie comparée, Quatriéme livraison. – Chez L'auteur A 1a Soc. d'Éditions scient: 1–293, 53 Abb., 10 Taf.; Paris.

COSSMANN, M. (1925): Essais de Paléoconchologie comparée, Treiziéme livraison. – Les Presses universit. de France: 1–345, 12 Taf.; Paris.

DESHAYES, G. P., (1856–1866): Description des animaux sans vertébres découverts dans le basin de Paris. – **1** (1856–1860): 969 S., Atlas, Taf. 1–89; **2** (1861–1863): 968 S., Atlas, Taf. 1–64; **3** (1864–1866); 969 S., Atlas, Taf. 65–107; Paris.

DOUVILLÉ, H. (1929); Les couches à *Cardita beaumonti*. – Palaeontologia Indica, **10**, mem. 3: 25–73, Taf. 5–11; Calcutta.

D'ORBIGNY, M. A. (1850): Prodrome de Paléontologie, Stratigraphie universelle des animaux Mollusques & Rayonnés. – **2**: 427 S.; Paris.

RAVN, J. P. J. (1933): Études sur les Pélécypodes et Gastropodes Daniens du Calcaire de Faxe. – Mém. Acad. R. Sci. Lettr. Danemark, Sect. Sci., 9. sér., **5** (2): 1–71, 7 Abb., 7 Taf.; København.

SOHL, N. F. (1964): Neogastropoda, Opisthobranchia and Basommatophora from the Ripley, Owe Creek, and Prairie Bluff Formations. – U. S. geol. Surv. Prof. Paper, **331** – B, I–IV: 153–344, Fig. 12–18, 2 Tab., Taf. 19–53; Washington.

Traub, F. (1979): Weitere Paleozän – Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg mit einem mikropäontologischen Beitrag von H. Hagn. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19**: 93–123, 1 Abb., Taf. 12–18; München.

Wade, B. (1926): The fauna of the Ripley Formation on Coon Creek, Tennessee. – U. S. geol. Surv. Prof. Paper, **137**: 1–192, Taf. 1–32; Washington.

Zilch, A. (1959–1960): Euthyneura. – In Wenz, W.: Gastropoda, Teil 2, Handbuch der Paläozoologie, **6**: XII + 834 S., 2115 Abb.; Berlin (Borntraeger).

Tafel 4

Fig. 1a–b: *Isanda (Minolia) sublineata* n. sp., Holotypus, 6×, BSP Nr. 1943 II 432, S. 30.

Fig. 2a–c: *Seminerita haunsbergengis* n. sp., Holotypus, 6,5×, BSP Nr. 1943 II 425, S. 31.

Fig. 3a–c: *Melanella (Polygyreulima)* cf. *vicina* (Briart et Cornet 1873), 10×, BSP Nr. 1943 II 428, S. 36.

Fig. 4a–b: *Neritoplica oichingensis* n. sp., Holotypus, 1,5×, BSP Nr. 1943 II 424, S. 32.

Fig. 5: *Lemintina rugosa* n. sp., Holotypus, 2×, BSP Nr. 1943 II 297, S. 32.

Fig. 6: *Lemintina rugosa* n. sp., Paratypus, 2×, BSP Nr. 1943 II 299, S. 32.

Fig. 7a: *Pirenella* sp., 3×, BSP Nr. 1943 II 439, S. 33.

Fig. 7b: *Pirenella* sp., Skulptur einer der letzten Mittelwindungen, 12×, BSP Nr. 1943 II 439, S. 33.

Fig. 8a–b: *Seila* cf. *meeki* (Wade, 1926), 10×, BSP Nr. 1943 II 419, S. 35.

Fig. 9a–b: *Seila* cf. *meeki* (Wade, 1926), 10×, BSP Nr. 1943 II 420, S. 35.

Fig. 10: *Cerithiella (Cerithiella) goetzingeri* n. sp., Paratypus, 10×, BSP Nr. 1943 II 437, S. 34.

Fig. 11a: *Cerithiella (Cerithiella) goetzingeri* n. sp., Holotypus, 3×, BSP Nr. 1943 II 435, S. 34.

Fig. 11b: *Cerithiella (Cerithiella) goetzingeri* n. sp., Holotypus, Skulptur der Endwindung, 12×, BSP Nr. 1943 II 435, S. 34.

Tafel 5

Fig. 1a–b: *Calyptraea (Calyptraea)* cf. *suessoniensis* (d'Orbigny, 1850), 4×, BSP Nr. 1943 II 363, S. 37.

Fig. 2a–b: *Calyptrea (Calyptrea)* cf. *suessoniensis* (d' Orbigny, 1850), 3×, BSP Nr. 1943 II 346, S. 37.

Fig. 3a–b: *Tibia (Calyptrophorus)* cf. *houzeaui* (Briart et Cornet, 1877) 1×, BSP Nr. 1943 II 417, S. 38.

Fig. 4a–b: *Amaea (Confusiscala) maxima* n. sp., Holotypus, Steinkern 0,5×, BSP Nr. 1943 II 426, S. 36.

Fig. 4c: *Amaea (Confusiscala) maxima* n. sp., Holotypus, Plastikausguß, 1×, BSP Nr. 1943 II 426, S. 36.

Fig. 5a–b: *Hexaplex (Paziella) robusta* n. sp., Holotypus, 5,5×,
BSP Nr. 1943 II 385, S. 39.

Fig. 6a–b: *Parvisipho (Parvisipho) preyi* n. sp., Holotypus, 4,3×,
BSP Nr. 1943 II 431, S. 39.

Tafel 6

Fig. 1a b: *Parvisipho (Parvisipho) freytagi* n. sp., Holotypus, 4,2×,
BSP Nr. 1943 II 434, S. 40.

Fig. 2a–b: *Surculites (Clinura) bilineatus* n. sp., Holotypus, Steinkern, 1×,
BSP Nr. 1943 II 283, S. 42.

Fig. 2c: *Surculites (Clinura) bilineatus* n. sp., Holotypus, Gipsabguß, 1×,
BSP Nr. 1943 II 283, S. 42.

Fig. 3a b: *Acteocina kroisbachensis* n. sp., Holotypus, 10×,
BSP Nr. 1943 II 410, S. 45.

Fig. 4: *Acteocina kroisbachensis* n. sp., Paratypus, 15×, BSP Nr. 1943 II 411, S. 45.

Fig. 5a–b: *Melongena (Cornulina) austriaca* n. sp., Holotypus, 1×,
BSP Nr. 1943 II 386, S. 41.

Fig. 6a b: *Acteon tenuiplicatus* BRIART et CORNET, 1886, 4×, BSP Nr. 1943 II 443, S. 44.

Fig. 7a–b: *Exilia* cf. *crassistria* (v. KOENEN, 1885), 1,5×, BSP Nr. 1943 II 441, S. 43.

Fig. 8a–b: *Diconomorpha* sp., 0,7×, BSP Nr. 1943 II 423, S. 42.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 51–77 | München, 15. 12. 1980

Eine Gastropodenfauna aus dem Landshuter Schotter der Oberen Süßwassermolasse (Westliche Paratethys, Badenien) von Gündlkofen/Niederbayern

Von Horst Gall † *)

Mit 4 Abbildungen und einer Tabelle

Kurzfassung

Aus einem bis 0,5 m mächtigen Feinsandmergel-Horizont in einer Kiesgrube der Oberen Süßwassermolasse 750 m NW Gündlkofen (10 km W Landshut/Niederbayern) werden insgesamt 34 Taxa von Gastropoden beschrieben.

Nach lithologischen und paläontologischen Befunden kann die Fundschicht in den Unteren Hangenden Nördlichen Vollschotter der OSM, in das Badenien (der Gliederung der Zentralen Paratethys) bzw. in die „mittlere Schichtserie" Dehm's gestellt werden; ein absolutes Alter von ca. 15 Mio a ist wahrscheinlich.

Land- und Süßwassergastropoden ermöglichen eine Rekonstruktion der ökologischen Verhältnisse ihres einstigen Lebensraumes und der Bedingungen bei der limno-fluviatilen Fundschicht-Sedimentation.

Abstract

34 gastropod species are described from a fine sand/marl horizon up to 0,5 m thick in a gravel pit 750 m NW of Gündlkofen (10 km west of Landshut, Niederbayern) in the Upper Freshwater Molasse (U. F. W.).

From the lithological and palaeontological evidence the bed can be placed in the Unteren Hangenden Nördlichen Vollschotter of the U. F. W. (Badenian of the Central Paratethyan Stratigraphy) which corresponds to Dehm's „mittlere Schichtserie". The age is probably about 15 m.y.

Land and freshwater gastropods permit a reconstruction of palaeoecology and of the particular depositional conditions of the bed in the general limno-fluviatile regime.

*) Dr. H. Gall †, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

1. Einführung

Die limnofluviatilen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) im süddeutschen Alpenvorland weisen bei hohen Sedimentationsraten einen lebhaften Faziswechsel mit einigen größeren und zahlreichen kleinen Erosionsdiskordanzen auf; eine lithofazielle Gliederung stoßt deshalb auf erhebliche Schwierigkeiten. Noch am besten können verschiedene stratigraphische Einheiten in Ost-Niederbayern ausgeschieden werden (vgl. NEUMAIER et al. 1957; u. a.), ihre Korrelation mit der OSM-Schichtenfolge weiter im Westen, in den vom Liefergebiet entfernteren Gebieten, ist aber – wenigstens vorläufig – nur in groben Zügen und unter größeren Vorbehalten durchführbar.

Umso wichtiger erscheint es, alle Fossilfunde aus den OSM-Ablagerungen – Groß- und Kleinsäuger, Gastropoden, Pflanzen – stratigraphisch auszuwerten. Eine erste biostratigraphische Großgliederung der gesamten OSM gelang anhand von Großsaugerresten, insbesondere Proboscidiern (DEHM 1951, 1955, 1960). In neuerer Zeit haben Kleinsäuger immer größere Bedeutung für die Gliederung erlangt. Vor allem aufgrund der meist raschen phylogenetischen Änderung ihrer zahnmorphologischen Merkmale konnte die Ausscheidung mehrere OSM-Kleinsäuger-Niveaus erreicht werden (FAHLBUSCH 1964, 1975; CICHA et al. 1972; u. a.). Auch der Versuch einer paläobotanischen Gliederung der OSM-Sedimentfolge wurde anhand von Samen, Kieselholzern und vor allem Blattfloren erfolgreich durchgeführt (JUNG 1968) und brachte in groben Zügen übereinstimmende Ergebnisse.

In besonderem Maße bieten sich aber durch große Fundhäufigkeit und Individuenzahl die Gastropoden für eine stratigraphische Gliederung der OSM an. Allerdings haben sie den Nachteil einer relativ langsamen phylogenetischen Änderung ihrer Merkmale bei zugleich großer ökologisch bedingter Variabilität. Beeinträchtigt wird ihre stratigraphische Auswertung zudem durch einen häufig schlechten Erhaltungszustand sowie durch eine bis heute mangelhafte Kenntnis der Zusammensetzung der Fauna verschiedener OSM-Einheiten und der stratigraphischen Reichweite ihrer Einzelelemente.

Ermutigt aber durch die Bearbeitung der Gastropodenfauna von Sandelzhausen (GALL 1972), welche damals für eine Korrelation dieser Fossillagerstätte innerhalb des Molassebeckens mit den Mittleren Silvan-Schichten am Südrand der Alb und ihren Äquivalenten sprach, selbst eine Korrelation zwischen litho- und biofaziellen Einheiten innerhalb der OSM ermöglichte, soll mit der systematischen, biostratigraphischen und ökologischen Auswertung weiterer OSM-Faunen begonnen werden; letztlich mit dem Ziele, eine moderne Gliederung der OSM bzw. des süddeutschen Tertiärs nach Gastropoden zu erhalten.

Die Fundschicht von Gündlkofen 10 km W Landshut erschien – schon durch Kleinsäuger ziemlich gut datiert (vgl. FAHLBUSCH 1964, 1975) – für einen erfolgreichen Beginn geeignet, weil die relativ artenreiche Gastropoden-Fauna aus einer sehr geringmächtigen Lage innerhalb der Sedimentationsfolge der OSM stammt, die lithostratigraphisch sehr genau zu fassen war; hierdurch war das Alter der Fundstelle allein schon abschätzbar. Die Möglichkeit, die Fauna in das lithostratigraphische Gliederungsschema der OSM im Landshuter Raum einzuhängen, versprach einen gesicherten faunistischen Bezugspunkt für alle weiteren Untersuchungen an Gastropoden der OSM.

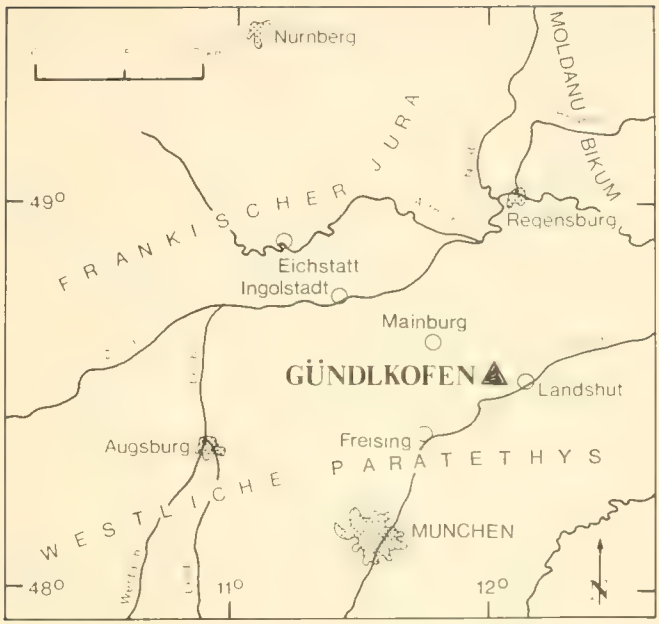


Abb. 1: Lage der OSM-Kiesgrube Gündlkofen bei Landshut.

2. Die Fundschicht Gündlkofen und ihre Gastropodenfauna

Lage und Entdeckung

Die Fundstelle befand sich in der heute völlig verfallenen Kiesgrube am Osthang des Osterbach-Tales 750 m NW Gündlkofen, an der Straße nach Widdersdorf (Blatt 7438 Landshut West; R 45 01760 H 53 77830; Höhe 422 m NN). Entdeckt hatte sie Herr Dr. Erich Beissenbach im Oktober 1949 anläßlich von Begehungen im Rahmen seiner Promotionsarbeit über die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges (1957). Seinen ersten Fossilaufsammlungen folgten weitere in den Jahren 1952–1959 durch Herrn Prof. Dr. Richard Dehm, dem der Verf. auch an dieser Stelle für die Überlassung des Materials zur Bearbeitung und für viele wertvolle Informationen herzlichst danken möchte.

Geologie

Nach den sedimentpetrographischen Untersuchungen von Beissenbach (1957) stand in dem ca. 25 m hohen Aufschluß OSM – „Landshuter Schotter" (= „Nördlicher Vollschotter" sensu Wurm 1937) an; Meier (1965) konnte die Einstufung präzisieren: Unterer Hangender Nördlicher Vollschotter.

In das Grobschotterprofil eingeschaltet waren zwei Feinsedimenthorizonte. Ein unterer, etwa 2 m über der ehemaligen Grubensohle (422 m NN) erschlossener Horizont bis 50 cm Mächtigkeit aus grüngrauem Feinsandmergel zeigte sich auf über 3 m Erstreckung durch eine flache Erosionsrinne unterbrochen. Ein Mergel an der Basis der Rinne sowie aufgearbeitete Brocken der Dachpartien des Mergelhorizonts in der ansonsten kiesigen Rinnenfüllung führten sowohl die vereinzelten Vertebraten- als auch die Gastropo-

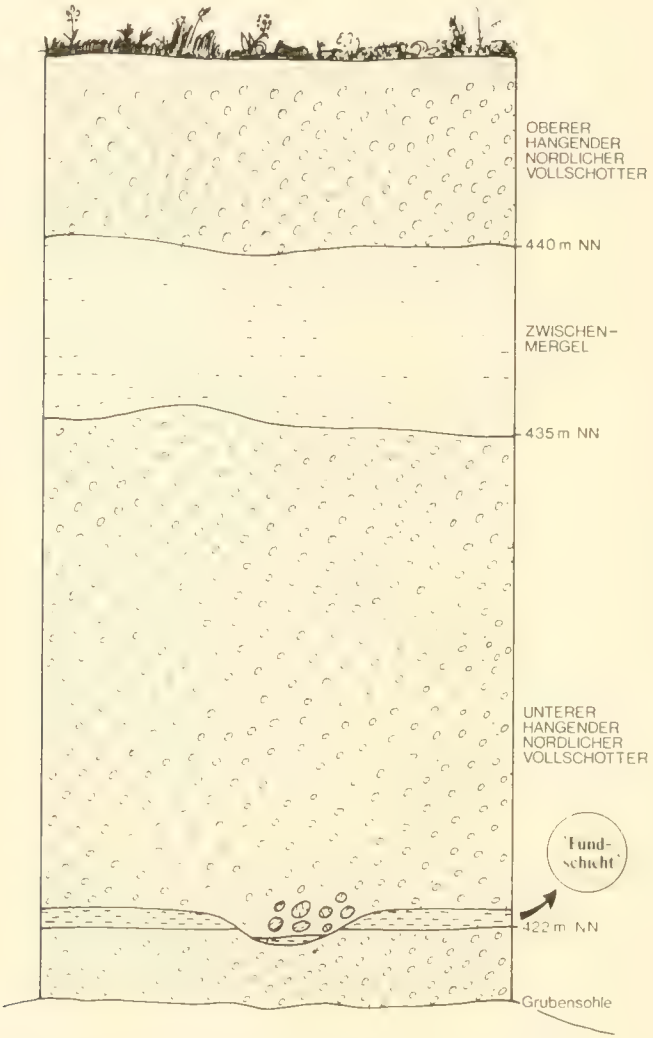


Abb. 2: Geologisches Profil der OSM-Kiesgrube 750 m NW Gündlkofen mit der Gastropoden-Fundschicht (nach Aufzeichnungen von Prof. Dr. R. DEHM, MEIER 1965 und eigenen Beobachtungen).

denreste. Der obere Feinsediment-Horizont, auch heute noch in der Kiesgrube zwischen 435 m und 440 m NN in tonig-mergeligem Glimmersand und graugrünem, glimmersandigem Mergel zugänglich, erwies sich hingegen als fossilleer.

Fossilinhalt

Die von E. Blissenbach und insbesondere R. Dehm in den Jahren 1949–1959 in Gündlkofen durchgeführten Fossilaufsammlungen erbrachten neben den vorherrschenden Gastropoden auch eine kleine Vertebratenfauna, über die Fahlbusch (1964, 1975) und Dehm (in Meier 1965) berichten.

Gastropoda

Das Fossilmaterial weist zumeist einen schlechten Erhaltungszustand auf. Vor allem größere Formen sind deformiert oder fragmentär erhalten. Eine definitive artliche Zuordnung mußte so mehrfach unterbleiben. Auch die Abmessungen der Gastropoden sind deshalb oft unvollständig und ungenau; sie konnen dann nur zu ungefährer Orientierung, nicht zu modernen statistischen Untersuchungen dienen.

Die Systematik der Gastropoden stützt sich im allgemeinen auf Wenz (1938–1944) und Wenz & Zilch (1959–1960). Angaben über Taxionomie, Synonymie, Fundorte und Alter der Arten sind dem Fossilium Catalogus (Wenz 1923–1930) entnommen. Soweit möglich, werden diese Angaben anhand neuerer Literatur erganzt oder berichtigt.

Abb. 3: Morphologie eines Gastropoden-Gehäuses – Darstellung terminologischer Einzelheiten.

Die Beschreibung der Gastropoden soll möglichst kurz erfolgen. Folgende konchyologische Abkürzungen werden verwendet:

H — Gesamthöhe des Gehäuses
B — Gesamtbreite
L — Länge (eines schild- oder mützenförmigen Gehäuses)
hm — Höhe der Mündung
bm — Breite der Mündung
lm — Größter Durchmesser der Mündung (bei nicht orientierbaren Gehäusen)
hw — Windungshöhe des letzten Umgangs (kurz vor der Mündung)
hu — Gesamthöhe des letzten Umgangs
Xg — Gehäusewinkel
a — Anzahl der Umgänge

Alle Maßangaben erfolgen in mm. Werte mit dem Zeichen „größer" (>) sind an nicht ganz vollständigen Exemplaren gemessen. Die Belegobjekte befinden sich in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München unter der Inventar-Nr. 1952 XVIII. Aus der gleichen Sammlung wurden Gastropoden anderer Tertiär-Fundstellen Süddeutschlands zum Vergleich herangezogen.

Erste Übersichtsbestimmungen an der Gündlkofener Gastropodenfauna durch Herrn Dr. H. K. Zöbelein (in Blissenbach 1957: 24) ergaben 9 verschiedene Taxa; sie konnten jetzt auf insgesamt 34 vermehrt werden.

Familie Testacellidae

1. *Testacella zelli* Klein

1853 *Testacella Zellii*, v. Klein, S. 204, Taf. 5, Fig. 1
1923 *Testacella zelli* Klein–Wenz, Foss. Cat., Pars 17, S. 213 f

Material: 5 Gehäuse (davon 4 juvenil).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 22.

Maße: (adultes Exemplar):

L	>4,7
B	2,7
lm	>4,0
bm	2,4
a	1.

Bemerkung: Die Gehäuse zeigen die von Sandberger (1874: 604 f.; Taf. 29, Fig. 39) herausgestellten artspezifischen Merkmale, insbesondere die eiförmige Mündung mit flach-bogig verlaufendem Spindelrand und fast rechtwinkelig aneinanderstoßendem oberen und äußeren Mundrand. Die Species *Testacella larteti* Dupuy unterscheidet sich deutlich durch gerundet-rechteckige Mündungsform und nahezu geradlinigen Spindelrand.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

Familie Zonitidae

2. *Archaeozonites* cf. *costatus costatus* SANDBERGER

cf. 1874 *Archaeozonites costatus*, SANDBERGER, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 604

cf. 1923 *Zonites (Aegopis) costatus* (SANDBERGER) – WENZ, Foss. Cat., Pars 17, S. 254ff.

Material: 1 Steinkern mit Schalenresten (fragmentär).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 2.

Maße: B 30,9 a~5.

Bemerkung: Das Exemplar läßt in den stark abgeflachten Umgängen mit deutlichem Kiel etwas unterhalb der Mitte spezifische Merkmale der Nominat-Unterart erkennen. Wegen des weitgehenden Fehlens der Spira mit systematisch ebenfalls wichtigen Merkmalen soll aber nur eine angenäherte Zuordnung erfolgen.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

3. *Archaeozonites costatus subcostatus* SANDBERGER

1874 *Archaeozonites subcostatus*, SANDBERGER, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 604.

1927 *Zonites (Aegopis) costatus subcostatus* (SANDBERGER) – BERZ & JOOSS, S. 202.

Material: 1 Schalenexemplar (unvollständig, verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 42.

Maße: H >17,7
B >28,6
a >5½
Xg 110°

Bemerkung: Das Exemplar weist die spezifischen Merkmale der Unterart auf: Völlig gerundete Umgänge, zahlreiche zarte Rippen (vgl. SANDBERGER 1874: 604; MAILLARD 1892: 13 f., Taf. 1, Fig. 16; GOTTSCHICK & WENZ 1916: 21 ff.; BERZ & JOOSS 1927: 202). Die in Gündlkofen ebenfalls belegte Nominat-Unterart *A. costatus costatus* SANDBERGER unterscheidet sich durch deutlich gekielte Endwindung und sehr kräftige Rippen.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

4. *Archaeozonites* sp.

Material: 1 Gewindefragment.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 43.

5. *Aegopinella subnitens* (KLEIN)

1853 *Helix subnitens*, v. KLEIN, S. 210, Taf. 5, Fig. 7.

1923 *Oxichylus subnitens subnitens* (Klein) – WENZ, foss. Cat., Pars 17, S. 282 ff.

1976 *Aegopinella subnitens* (KLEIN) – SCHLICKUM, S. 12 f., Taf. 3, Fig. 39, 40.

Material: 4 Steinkern-Exemplare mit Schalenresten (fragmentär, verdrückt).
Slg. München inv. Nr. 1952 XVIII 38.

Maße: (besterhaltenes Stück):
H >4,1
B >9
a >5

Bemerkung: Die angenähert scheibenförmigen, weit genabelten Gehäuse mit nur wenig erhobenem Gewinde stimmen in Habitus und Größe am besten mit der nach WENZ (1923: 282) synonymen Art „*Hyalinia orbicularis* KLEIN" bei SANDBERGER (1874: 603) überein.

Die für *Aegopinella* spezifische Skulptur der Schale – feine Gitterung durch radiale und spirale Streifen – konnte allerdings an keinem der mangelhaft erhaltenen Stücke beobachtet werden.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Pannonien.

Familie Limacidae

6. *Limax* sp.

Material: 14 Gehäuseplatten (teilweise fragmentär).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 3.

Maße: L 2,1–7,5
B 1,3–5,0

Beschreibung: Gehäuseplatten asymmetrisch, dünn, schwach gewölbt, lang-oval; mit endständigem, deutlich nach links gerücktem Nukleus. Skulptur aus kräftigen, konzentrischen Zuwachszonen.

Bemerkung: Auf eine nähere Bestimmung des Materials muß verzichtet werden, weil die Bedeutung der Gehäusemerkmale für die Systematik der Limacidae noch nicht ausreichend bekannt ist.

Familie Milacidae

7. *Milax* sp.

Material: 20 Gehäuseplatten (teilweise fragmentär).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 39.

Maße: L 1,8–6,3
B 1,2–4,2

Beschreibung: Gehäuseplatten ± symmetrisch, eiförmig, ziemlich dick; mit medianem, endständigem und schwach erhobenem, auf der Unterseite sich deutlich konkav abzeichnendem Apex. Skulptur aus konzentrischen Zuwachszonen.

Bemerkung: Eine artliche Bestimmung erscheint nicht vertretbar, weil über die Bewertung von Gehäusemerkmalen für die Systematik noch zu geringe Kenntnisse bestehen.

Familie Parmacellidae

8. *Parmacella* sp.

Material: 7 Gehäuseplatten.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 40.

Maße: L 4,0–>6,0
B 2,2– 3,7

Beschreibung: Gehäuseplatten flach, langgestreckt-rechteckig, mit parallel verlaufenden Rändern und endständigem, fast medianem Nukleus, dessen Areal sich auf der Unterseite stark konkav abzeichnet. Skulptur aus konzentrischen Zuwachszonen.

Bemerkung: Auf eine nähere Bestimmung muß bei dieser fossil bisher nur ungenügend bekannten Gruppe verzichtet werden. Den Hinweis auf dieses, aus dem Miozän bisher unbekannte Genus verdankt Verf. Herrn G. FALKNER, München.

Familie Endodontidae

9. *Discus* sp.

Material: 1 Schalenexemplar (fragmentär).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 41.

Familie Helicidae

10. *Tropidomphalus (Pseudochloritis)* cf. *extinctus* (RAMBUR)

cf. 1862 *Helix extincta*, RAMBUR, p. 172, tab. VII, fig. 5–6.
cf. 1923 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) extinctus* (RAMBUR) – WENZ, Foss. Cat., Pars 18, S. 508 f.

Material: 1 Steinkern-, 1 Schalenexemplar (unvollständig, ± stark verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 51.

Maße: (Schalenexemplar):

H	18,1
B	29,0
H:B=	0,62
hm	15,2
hw	17,3
a	5

Vergleiche: Siehe unten.
Stratigraphische Verbreitung: Ottnangien – Badenien.

11. *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus incrassatus* (KLEIN)

1853 *Helix incrassata*, v. KLEIN, S. 208, Taf. 5, Fig. 6.
1923 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus incrassatus* (KLEIN) – WENZ, Foss. Cat., Pars 18, S. 510 ff.

Material: 7 Schalenexemplare (unvollständig, verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 5.

Maße: (besterhaltenes Exemplar):

H	15,5
B	27,7
H:B	0,56
a	5

Vergleiche: Siehe unten.
Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

12. *Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli* (Kurr)

1856 *Helix Zellii*, v. Kurr, S. 39.
1923 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli* (Kurr) – Wenz, Foss. Cat., Pars 18, S. 519 ff.

Material: 1 Schalenexemplar (fast vollständig, deformiert).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 6.

Maße:	H	>22,8
	B	30,2
	H:B	~ 0,75
	hm	14,1
	bm	18,0
	hu	22,1
	a	$5^1/_4$

Vergleiche: *T. zelli* ist charakterisiert durch ein ± kugeliges Gehäuse mit stark gewölbten Umgängen und nicht durchgehendem, engem Nabel. Sowohl *T. extinctus* als auch *T. incrassatus* weisen ein deutlich flacheres Gehäuse mit sehr niedrigem Gewinde und tiefem, durchgehendem Nabel auf; Gehäuse von *T. incrassatus* zeigen sogar fast ebene Ober- und Unterseiten. *T. extinctus*, in den Dimensionen *T. incrassatus* ähnlich, ist vor allem an der stumpfen Kante im oberen Drittel der Endwindung kenntlich. Das Verhältnis H:B der drei *Tropidomphalus*-Arten stimmt bestens mit den an Sandelzhausener Material gemessenen Werten überein (vgl. Gall 1972: 9).

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

13. *Tropidomphalus* sp.

Material: 4 Gewindefragmente.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 50.

14. *Klikia (Apula)* cf. *coarctata coarctata* (Klein)

cf. 1853 *Helix coarctata*, v. Klein, S. 206, Taf. 5, Fig. 3.
cf. 1911 *Klikia coarctata* v. Klein – Wenz, S. 92 f., Taf. 4, Fig. 16–20, 29, 30.
cf. 1923 *Klikia (Apula) coarctata coarctata* (Klein) – Wenz, Foss. Cat., Pars 18, S. 534 ff.

Material: 1 Schalenexemplar (fast vollständig, verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 7.

Maße:	B	hm	bm	hw	a
	>7,9	3,6	4,2	3,7	5

Bemerkung: Das Exemplar nähert sich durch mäßig herausgehobenes Gewinde, schwach gekantete Endwindung und stark verengtem, stichförmigem Nabel der Nominat-Unterart (vgl. Wenz 1911). Eine Gleichsetzung ist jedoch nicht möglich, da systematisch wichtige Mündungsmerkmale nicht und die Schalenskulptur nur mangelhaft überliefert sind; zudem ist das Stück auffallend klein (Durchmesser bei Wenz 1911, 93: 8–12 mm).

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

15. *Cepaea eversa larteti* (Boissy)

1840 *Helix Lartetii*, de Boissy, p. 75.
1923 *Cepaea eversa larteti* (Boissy) – Wenz, Foss. Cat., Pars 18, S. 619 ff.

Material: 19 Schalenexemplare (großenteils fragmentär, verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 8.

Maße (besterhaltene Exemplare):

H	B	H:B	hm	bm	hw	hw:H	hu	hu:H	a
20,7	26,7	0,77	9,4	13,7	13,1	0,63	17,2	0,83	$5^1/_2$
>16,7	20,8		10,5	11,6	10,6		16,0		5
16,5	22,4	0,78							5
18,3	25,5	0,75							5
21,0	25,8	0,81							5

Vergleiche: Vorliegende Exemplare unterscheiden sich von *C. silvana* durch höheres, am Apex weniger abgestumpftes Gewinde, kugeligere Gesamtgestalt, stärker gewölbte Basis und Umgänge sowie eine steilere Mündungsebene (vgl. GALL 1972); von *C. sylvestrina* (SCHLOTHEIM) durch größeres Gehäuse, dickere Schale, weniger verdickten Mundsaum, stärker umgeschlagene Mundränder sowie ein schwächeres Abknicken des oberen Mundsaumes unmittelbar vor der Mündung (vgl. auch BOLTEN 1977: 166 ff.).

Bemerkung: Die Exemplare zeigen beachtliche Variabilität hinsichtlich Gewindehöhe und Gesamtgröße, welche die der größten Sandelzhausener Gehäuse in einigen Fällen übertrifft (vgl. GALL 1972). Das Verhältnis hw:H bringt mit 0,63 eine Annäherung an die von DEHM (1931, 222:0,69) und GALL (1972, 11:0,68 – Sandelzhausen) gegebenen Werte.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

16. *Cepaea silvana silvana* (KLEIN)

1853 *Helix silvana*, v. KLEIN, S. 205, Taf. 5, Fig. 2.
1923 *Cepaea silvana silvana* (Klein) – WENZ, Foss. Cat., Pars 18, S. 667 ff.

Material: 9 Schalenexemplare (großenteils fragmentär, verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 49.

Maße (besterhaltene Exemplare):

H	B	H:B	hm	bm	hw	hw:H	hu	hu:H	a
14,9	25,6	0,58	9,1	15,0	11,0	0,74	13,3	0,89	5
16,0	29,2	0,54	9,5	15,9	13,1	0,81	14,7	0,91	5
17,3	28,2	0,61	9,6	15,2	13,2	0,76	16,3	0,94	5
>15,8	27,5		8,1	14,5					
15,3	25,2	0,60		14,2	11,8	0,77	13,8	0,90	5
15,5	24,0	0,64							5
16,1	27,4	0,58							5

Vergleiche: Unterschiede zu *C. eversa larteti* siehe dort.
Die Unterart *C. silvana malleolata* (SANDBERGER) hat im Vergleich zur vorliegenden Nominat-Unterart eine gehämmerte Schalenskulptur (vgl. auch MÜLLER 1980).

Bemerkung: Auch die vorliegenden Gehäuse von *C. silvana* überschreiten vereinzelt die Maximalgrößen des Vergleichsmaterials von Sandelzhausen (vgl. GALL 1972). Das Verhältnis hw:H beträgt im arithmetischen Mittel 0,77 (DEHM 1931, 222:0,79; GALL 1972, 12:0,78 – Sandelzhausen) und läßt – wie das Verhältnis H:B (=0,59; vgl. auch GALL 1972, Abb. 2) – die meisten der Exemplare problemlos dieser Art zuordnen. Bei einigen ungünstiger erhaltenen und gehäusemorphologisch weniger typischen Stücken mit anscheinend etwas stärker herausgehobenem Gewinde oder etwas steilerer Mündungsebene war eine Zuordnung allerdings nur unter Vorbehalt möglich.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

17. *Cepaea* sp.

Material: 4 Gewindefragmente.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 48.

Familie Clausiliidae

Die Bestimmung der Clausiliidae verdankt Verf. Herrn HARTMUT NORDSIECK, Villingen-Schwenningen.

18. *Serrulina ptycholarynx* (BOETTGER)

1877 *Clausilia (Serrulina) ptycholarynx*, BOETTGER, S. 74 f., Taf. 2, Fig. 27 a–e.
1923 *Serrulina ptycholarynx ptycholarynx* (BOETTGER) – WENZ, Foss. Cat., Pars 20, S. 780.

Material: 2 Mündungsfragmente.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 13.

Bemerkung: Nach NORDSIECK (briefl. Mitt. v. 12. 1. 1980) ist eine taxonomische Zuordnung der Spezies *ptycholarynx* zur Gattung *Serrulina* nicht mehr aufrechtzuerhalten und wird demnächst korrigiert.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

19. *Pseudidyla moersingensis* (SANDBERGER)

1877 *Clausilia (Pseudidyla) mörsingensis* var. *zandtensis*, BOETTGER, S. 90, Taf. 3, Fig. 33 a–d.
1923 *Pseudidyla moersingensis zandtensis* (BOETTGER) – WENZ, Foss. Cat., Pars 20, S. 792.

Material: 1 Mündungsfragment.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 36.

Bemerkung: Bei einem Vergleich mit den drei von WENZ (1923, 791f.) im Fossilium Catalogus als Unterarten aufgeführten und von BOETTGER (1877) abgebildeten und beschriebenen Formen von *P. moersingensis* (SANDBERGER) zeigt sich in Form und Armatur der Mündung die beste Übereinstimmung mit *P. moersingensis zandtensis* (BOETTGER). Da diese mit ihren bisher bekannten Vorkommen Zandt bei Ingolstadt, Sandelzhausen (GALL 1972), Bieswang (MÜLLER 1980) und jetzt Gündlkofen augenfällig auf den südbayerischen Raum beschränkt bleibt, könnte sie u. U. als bayerische Lokalrasse aufgefaßt werden; ihr gegenüber steht eine andere, offenbar nur in Württemberg verbreitete Lokalform: *P. moersingensis moersingensis* (SANDBERGER).

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

20. Clausiliidae gen. et. sp. indet.

Material: 1 Gehäusefragment, 5 Gewindespitzen.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 37.

Bemerkung: Die zarten Gewindespitzchen dürften von einer relativ kleinen Clausilien-Gattung stammen; eine generische oder artliche Zuordnung ist bei dem unvollständigen Erhaltungszustand aber nicht möglich.

Familie Triptychiidae

Die Abtrennung der Triptychiidae von den Clausiliidae als eigene Familie erfolgt nach NORDSIECK (1976).

21. *Triptychia* cf. *bacillifera* (SANDBERGER)

cf. 1874 *Clausilia (Triptychia) bacillifera,* SANDBERGER, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 598.
cf. 1877 *Clausilia (Triptychia) bacillifera* Sandberger – BOETTGER, S. 21 ff., Taf. 1, Fig. 16, 17.
cf. 1923 *Triptychia (Triptychia) bacillifera* (Sandberger) – WENZ, Foss. Cat., Pars 20, S. 805.

Material: 23 Gewindespitzen.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 54.

Bemerkung: Die relativ kleinen Gewindespitzen zeigen ± deutlich eine unvermittelte Breitenzunahme und Umgänge, von denen die ersten beiden glatt, die folgenden mit senkrecht stehenden, sehr starken und stabförmigen Rippen verziert sind, die durch ebenso breite Furchen getrennt werden. Obwohl hierin Übereinstimmung mit *T. bacillifera* besteht, wird auf Grund des Fehlens der Mündungsregion mit ihrer systematisch wichtigen Armatur eine völlige Gleichsetzung nicht gewagt.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

22. *Triptychia* cf. *obliqueplicata* (SANDBERGER)

cf. 1874 *Clausilia (Triptychia) obliquiplicata,* SANDBERGER, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 532.
cf. 1877 *Clausilia (Triptychia) obliquiplicata* Sandberger – BOETTGER, S. 17 f., Taf. 1, Fig. 3, 4.
cf. 1923 *Triptychia (Triptychia) obliquiplicata* (Sandberger) – WENZ, Foss. Cat., Pars 20, S. 817 f.

Material: 6 Schalenexemplare (fragmentär, verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 9 + 55.

Maße (besterhaltenes Stück):

B	hm	bm	hw	hu
15,4	14,1	9,6	14,1	20,5

Bemerkung: Die Gehäusefragmente (2) stimmen in Gestalt und Größe, die beschädigten Endwindungen (4) in Form und Armatur der Mundung (spitz birnformig; deutliche Oberlamelle horizontal, Unter- und Subcolumellarlamelle parallel unter ca. 45° Neigung heraustretend) am besten mit *T. obliquiplicata* überein; geringfügige Abweichungen anderer Merkmale und insbesondere der schlechte Erhaltungszustand lassen aber nur eine Zuordnung unter Vorbehalt zu.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

23. *Triptychia (Milne-Edwardsia ?)* sp.

Material: 1 decolliertes Gehäusefragment.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 52.

Bemerkung: Das Gewindefragment (~5 Umgänge) zeigt deutlich Decollation, die unter den von WENZ & ZILCH (1959/60) als Subgenera von *Triptychia* geführten Taxa nur bei *Milne-Edwardsia* BOURGUIGNAT, 1877 [Mioptychia WENZ, 1920] auftritt. Da aber die Mündungsregion mit den systematisch besonders wichtigen Lamellen nicht erhalten ist, kann eine vorbehaltlose Gleichsetzung nicht gewagt werden. Die wenigen Arten von *Milne-Edwardsia* sind bisher nur aus dem Pliozän bekannt.

24. *Triptychia* sp.

Material: 16 Gewindespitzen.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 53.

Bemerkung: Die Umgänge der relativ großen, nach oben sich gleichmäßig verschmälernden Gewindespitzen sind kaum gewölbt und durch tief eingesenkte Nähte getrennt; die ersten drei Windungen glatt, die folgenden mit auffallend schief gestellten Querrippen skulpturiert. Dies sind Merkmale, wie sie ähnlich *Triptychia obliquiplicata* (SANDBERGER) aufweist (siehe oben). Auf eine Zuordnung soll aber auf Grund des fragmentären Erhaltungszustands verzichtet werden.

Familie Oleacinidae

25. *Paleoglandina gracilis porrecta* (GOBANZ)

1854 *Achatina porrecta*, GOBANZ, S. 196, Taf. 3, Fig. 5.
1923 *Poiretia (Palaeoglandina) gracilis porrecta* (Gobanz) – WENZ, Foss. Cat., Pars 20, S. 846 ff.

Material: 3 Schalenexemplare (ohne Gewinde, teilweise verdrückt).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 14.

Maße: (besterhaltenes Exemplar):

B	22,4
bm	13,9
hw = hm	28,1

Bemerkung: Die fragmentären Gehäuse stimmen in den erhaltenen Merkmalen mit den Beschreibungen und Abbildungen bei GOBANZ (1854:196, T. 3/5) und SANDBERGER (1874: 605, T. 29/32) überein. Besonders deutlich ist auf den jeweils letzten Umgängen die grobrippige Ausbildung der Zuwachsstreifen, welche sich gegen die Naht noch verstärkt, wodurch diese gekerbt erscheinen kann.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

26. *Pseudoleacina* sp.

Material: 1 Schalenexemplar (unvollständig).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 15.

Maße:

H	B	hw	hu	a
>16,2	6,5	11,8	14,8	>2

Bemerkung: Vorliegendes Exemplar paßt zu keiner der aus dem Miozän bekannten Arten von *Pseudoleacina* s. str.: Es ist größer, deutlich bauchiger und zeigt unter der Naht der Endwindung kurze, ziemlich grobe Axialrippen. Es steht damit der von PFEFFER (1929) als Genus aufgestellten – und von WENZ & ZILCH (1960: 458) als Subgenus übernommenen – *Paraglandina* mit dem Formenkreis um *Pseudoleacina (Paraglandina) subsulcosa* (THOMAE) nahe; eine definitive Zuordnung bleibt allerdings aus Gründen der ungünstigen Erhaltung ausgeschlossen. Bisher ist das Taxon *Paraglandina* nur aus dem Egerien bekannt.

Familie Orculidae

27. *Orcula* sp.

Material: 1 Endwindung.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 19.

Maße:

B	hm	bm	hw	hu
3,2	1,6	1,4	1,4	1,9

Beschreibung: Letzter Umgang gegen die Mündung kaum anwachsend, diese selbst aber deutlich erweitert; Basis mäßig eng genabelt. Skulptur aus zahlreichen, etwas unregelmäßig kräftigen, gebündelt erscheinenden Anwachsrippchen, die an der Naht zunächst fast axial, nach unten aber stark rückwärts gebogen und auf der Basis nach vorne geschwungen verlaufen. Mündung halbeiförmig, fast senkrecht aufgesetzt; Armatur aus tief einwärts reichender schräger Parietallamelle, höckerförmiger Angulare und zwei langen Columellaren.

Bemerkung: Das mangelhaft erhaltene Stück des Genus *Orcula* HELD, 1837, stimmt mit keiner der bisher beschriebenen und abgebildeten Arten ganz überein. Am nächsten dürfte noch *Orcula subconica* (SANDBERGER) kommen (vgl. WENZ 1923: 1033 f.), doch weist diese eine geringfügig abweichende Bezahnung der Mündung auf (vgl. SANDBERGER 1858: 51 f., Taf. 5, Fig. 7, Taf. 35, Fig. 11; id. 1874: 394, 438, Taf. 23, Fig. 8). Auch ist diese Spezies bisher ausschließlich aus dem Egerien und Eggenburgien (WENZ 1923: 1034), nicht aber aus jüngeren Schichten bekannt. Da zudem Gehausehöhe und Habitus des vorliegenden Stückes auf Grund der fragmentären Überlieferung nicht exakt festzulegen sind, kann eine weitergehende Bestimmung nicht vertreten werden.

Familie Endodontidae

28. *Helicodiscus (Hebetodiscus) subteres* (CLESSIN)

1877 *Helix (Patula) subteres*, CLESSIN, S. 35.
1923 *Pyramidula subteres* (Clessin) – WENZ, Foss. Cat., Pars 20, S. 1062 f.
1979 *Helicodiscus (Hebetodiscus) subteres* (CLESSIN) – SCHLICKUM, S. 68.

Material: 1 Schalenexemplar (fragmentär).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 4.

Maße:

H	B	a
>0,9	>1,7	>3¼

Beschreibung: Kleines, flach-scheibenförmiges Gehäuse mit kaum erhobenem Gewinde und weitem, offenem Nabel. Skulptur aus feinen Anwachsstreifen, die auf der Unterseite fast erlöschen; Spiralstreifen fehlen.

Bemerkung: Die generische Bestimmung verdankt Verf. Herrn G. FALKNER, München.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

Familie Cochlicopidae

29. *Azeca* cf. *lubricella lubricella* BOETTGER

cf. 1870 *Azeca lubricella*, BOETTGER, S. 292.
cf. 1923 *Azeca (Azeca) lubricella lubricella* Boettger – WENZ, Foss. Cat., Pars 21, S. 1092 f.
cf. 1976 *Azeca lubricella lubricella* O. BOETTGER – SCHLICKUM, S. 8 f., Taf. 1, Fig. 21.

Material: 2 Endwindungen.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 45.

Bemerkung: Die Gehäusefragmente gehören nach Gestalt, Größe und Mündungsarmatur mit Sicherheit zum Genus *Azeca*, FLEMING, 1828. Obwohl Vergleichsmaterial von *Azeca lubricella lubricella* BOETTGER aus den Silvana-Schichten von Mörsingen und Zwiefaltendorf der Bayer. St. Slg. Paläont. hist. Geol. München sowie der von SCHLICKUM (1976, Taf. 1, Fig. 21) abgebildete Neotypus dieser Nominat-Unterart übereinstimmende Bezahnung zeigen, kann dennoch wegen der sehr mangelhaften Erhaltung eine völlige Gleichsetzung nicht gewagt werden.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

Familie Planorbidae

30. *Gyraulus (Gyraulus) trochiformis* cf. *kleini* (GOTTSCHICK & WENZ)

cf. 1916 *Gyraulus multiformis kleini*, GOTTSCHICK & WENZ, S. 101 ff., Fig. 3.
cf. 1923 *Gyraulus (Gyraulus) trochiformis kleini* (Gottschick et Wenz) – WENZ, Foss. Cat., Pars 22, S. 1595 ff.

Material: 1 Schalenexemplar (unvollständig, zerbrochen).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 16.

Maße:
H > 0,5 B > 1,1 a > $2^1/_2$

Bemerkung: Das kleine, flach-scheibenförmige Gehäuse zeigt trotz des fragmentären Erhaltungszustandes die meisten der von GOTTSCHICK & WENZ (1916) herausgestellten morphologischen Details der Unterart. Da aber die Endwindung fehlt, kann deren für die Systematik besonders wichtige Querschnittsform nicht überprüft werden; die Zuordnung soll so nur mit Vorbehalt erfolgen.

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

Familie Cyclophoridae

31. *Cochlostoma* sp.

Material: 3 Gewindefragmente.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 46 + 47.

Bemerkung: Die Exemplare gehören aufgrund der langsam und gleichmäßig anwachsenden, nur wenig gewölbten aber durch tiefe Nähte getrennten Umgänge zu *Cochlostoma* JAN, 1830; für eine nähere Bestimmung reicht der Erhaltungszustand nicht aus.

Familie Pomatiasidae

32. *Pomatias consobrinum* (SANDBERGER)

1874 *Cyclostomus consobrinus*, SANDBERGER, Land- und Süsswasser- Conchylien der Vorwelt, S. 606, Taf. 29, Fig. 33 a, [non 33 b–c].

1923 *Pomatias consobrinum* (Sandberger) – WENZ, Foss. Cat., Pars 23, S. 1805 ff.

Material: 8 Schalenexemplare, 6 Gewindespitzen, 24 Opercula.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 17.

Maße:

Gehäuse	H	B	hm	bm	hw	hu	Xg	a
	13,4	11,0	7,1	6,4	6,7	11,1	68	5
	>15,0	14,1	7,5	7,3	7,6	12,3	61	>3
	>15,5	14,1	8,0	7,5	7,4	12,2	65	>3
	>15,7	13,7	8,0	7,7	7,9	12,5	67	>3
	15,4	14,4			8,0	12,1	66	5

Opercula

Maximaler Durchmesser	6,7–7,7
Dicke	0,6–0,8

Bemerkung: Die Gehäuse passen in Größe und breit-kugelförmiger Gestalt bestens zu Beschreibung und Abbildung dieser in den Silvana-Schichten und ihren Äquivalenten weit verbreiteten Art bei SANDBERGER (1874) sowie zu Vergleichsmaterial der Bayer. St. Slg. Paläont. von Mörsingen bei Riedlingen. Auch die relativ großen, nahezu kreisrunden Opercula können zweifelsfrei hierher gestellt werden. Unterschiede zur gehäusemorphologisch recht ähnlichen und altersgleichen Art *Tudorella conica* (KLEIN) siehe bei MÜLLER (1980).

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien, Badenien.

33. *Pomatias* sp.

Material: 1 Gewindespitze.
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 44.

Familie Bithyniidae

34. *Bithynia (Bithynia)* cf. *glabra* (ZIETEN)

cf. 1830 *Cyclostoma glabrum*, ZIETEN, Versteinerungen Württembergs, S. 42, Taf. 31, Fig. 9.

cf. 1928 *Bulimus glabrus glabrus* (Zieten) – WENZ, Foss. Cat., Pars 38, S. 2239 ff.

cf. 1970 *Bithynia* glabra (ZIETEN) – SCHLICKUM, S. 177, Taf. 3, Fig. 4.

Material: 3 Opercula (davon 2 fragmentäre Nucleus-Mittelplatten).
Slg. München Inv. Nr. 1952 XVIII 18.

Maße: L 3,3 B 2,4

Beschreibung: Spitz-eiförmige Deckel mit schmalem, durchscheinendem Randsaum. Innenseite konvex, unregelmäßig gewellt, kornelig-rauh; Ausenseite mäßig stark vertieft, glänzend. Mit großer, undeutlich spiraliger Nucleus-Mittelplatte, randlich mit kräftigen, schmalen, konzentrischen Zuwachsstreifen.

Bemerkung: Nach Form und Aufbau gehören die Opercula zu *B. glabra* (ZIETEN). Vom Vergleichsmaterial der Slg. München aus der OSM-Fossillagerstätte Sandelzhausen (Inv. Nr. 1959 II; GALL 1972) weichen sie etwas ab durch bedeutendere Größe (bei gleichem L/B-Verhältnis).

Stratigraphische Verbreitung: Karpatien – Sarmatien.

Synoptische Tabelle der Gastropodenfauna von Gündlkofen.

1. *Testacella zelli* KLEIN
2. *Archaeozonites* cf. *costatus costatus* SANDBERGER
3. *Archaeozonites costatus subcostatus* SANDBERGER
4. *Archaeozonites* sp.
5. *Aegopinella subnitens* (KLEIN)
6. *Limax* sp.
7. *Milax* sp.
8. *Parmacella* sp.
9. *Discus* sp.
10. *Tropidomphalus (Pseudochloritis)* cf. *extinctus* (RAMBUR)
11. *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus incrassatus* (KLEIN)
12. *Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli* (KURR)
13. *Tropidomphalus* sp.
14. *Klikia (Apula)* cf. *coarctata coarctata* (KLEIN)
15. *Cepaea eversa larteti* (BOISSY)
16. *Cepaea silvana silvana* (KLEIN)
17. *Cepaea* sp.
18. *Serrulina ptycholarynx* (BOETTGER)
19. *Pseudidyla moersingensis* (SANDBERGER)
20. *Clausiliidae* gen. et. sp. indet.
21. *Triptychia* cf. *bacillifera* (SANDBERGER)
22. *Triptychia* cf. *obliqueplicata* (SANDBERGER)
23. *Triptychia (Milne-Edwardsia?)* sp.
24. *Triptychia* sp.
25. *Palaeoglandina gracilis porrecta.* (GOBANZ)
26. *Pseudoleacina* sp.
27. *Orcula* sp.
28. *Helicodiscus (Hebetodiscus) subteres* (CLESSIN)
29. *Azeca* cf. *lubricella lubricella* BOETTGER
30. *Gyraulus (Gyraulus) trochiformis* cf. *kleini* (GOTTSCHICK & WENZ)
31. *Cochlostoma* sp.
32. *Pomatias consobrinum* (SANDBERGER)
33. *Pomatias* sp.
34. *Bithynia (Bithynia)* cf. *glabra* (ZIETEN)

3. Alter und Ökologie der Fundschicht Gündlkofen

Altersstellung

Die Alterseinstufung der Fundschicht Gundlkofen kann sowohl nach geologischen wie paläontologischen Daten erfolgen; zudem ist eine größenordnungsmäßige Abschätzung des absoluten Alters möglich.

Lithostratigraphisch muß die Fundschicht nach Meier (1965) als ein lokaler Mergel um 422 m NN im höheren Teil des Nördlichen Vollschotters, exakter: im Unteren Hangenden Nördlichen Vollschotter (UHNVS), gesehen werden. Der nächst tiefer zu erwartende Feinsediment-Horizont im Regional-Profil der OSM Niederbayerns, der den Hangenden vom Liegenden Nördlichen Vollschotter trennt, ist im Raum Gündlkofen nicht erschlossen, nach den geologischen Verhaltnissen auf Blatt Landshut Ost aber um 390 m NN zu vermuten (vgl. Schirm 1964, Meier 1965:6). Der Mergel, der in der Gündlkofener Kiesgrube – durch Grobschotter getrennt – zwischen 435 und 440 m NN über der Fundschicht folgt, ist nach Fazies und Lagerung mit dem Zwischenmergel (sensu Schirm 1964, Gebhardt 1964) zu korrelieren; er bildet die Grenze zum Oberen Hangenden Nördlichen Vollschotter (vgl. Abb. 2). Die den Nördlichen Vollschotter von der Hangendserie trennende Sandmergeldecke schließlich liegt schon außer- und oberhalb der Kiesgrube zwischen 460 und 465 m NN.

Die eindeutige lithostratigraphische Position der Fundschicht vor allem in Relation zur Sandmergeldecke erlaubt Überlegungen zum absoluten Alter des Gündlkofener Fossilhorizonts. Im Niveau der Sandmergeldecke treten im Raum Landshut–Mainburg nämlich die Bentonite auf, deren Gläser physikalisch mit $14{,}6 \pm 0{,}8 \times 10^6$a datiert sind (Gentner & Wagner 1969); zeitliche Koinzidenz besteht mit dem Ries-Meteoriteneinschlag (Wagner 1977: $14{,}7 \pm 0{,}4 \times 10^6$a) und den Basisbentoniten des Hegaus (Weiskirchner 1975: $14{,}6 \pm 0{,}6 \times 10^6$a). Für die Fundschicht muß zwangsläufig ein etwas höheres Alter angenommen werden.

Zur Ermittlung eines Maximalalters eignen sich die „Oberhelvetischen Helicidenmergel", die von Südwestdeutschland bis in den Aargauer Jura unter den Basisbentoniten und unmittelbar im Liegenden der OSM angetroffen werden, eine deutlich ältere Gastropodenfauna als die Gündlkofener Funschicht führen (vgl. Jooss 1923, Zobelein 1954; siehe unten) und dem Liegenden der OSM unseres Raumes – den „Limnischen Süßwasserschichten" (vgl. Grimm 1957, Mutter 1980) – zeitäquivalent sein dürften. Da ihnen vulkanisches Material beigemengt ist, können sie sogar radiometrisch datiert werden: $16{,}2 \pm 0{,}6 \times 10^6$a (Weiskirchner 1975). Setzt man nun dieses Alter für die Zeit unmittelbar vor Beginn der OSM-Sedimentation auch im Gündlkofener Gebiet an, und die Mächtigkeit der dortigen OSM-Ablagerungen bis herauf zur Sandmergeldecke mit 150–200 m (vgl. Brunnacker 1959, Schirm 1964, Meier 1965, Hofmann 1973, Unger 1976), so läßt sich das absolute Alter der Fundschicht größenordnungsmäßig errechnen: $\sim 15 \times 10^6$a; ein Wert, der abgesichert erscheint und die Fundschicht mitten in das Badenien (der Zentral-Paratethys-Gliederung vgl. Abb. 4) verweist (vgl. Vass et al. 1978).

Zu dieser biostratigraphischen Zuordnung gelangt man auch durch Vergleich der Gastropodenfauna von Gündlkofen mit der anderer, klassischer Lokalitäten des süddeutschen Jungtertiärs. Eine deutlich ältere Gastropodenfauna als Gündlkofen führen die „Oberhelvetischen Helicidenmergel" bzw. die Knollenkalke von Riedöschingen

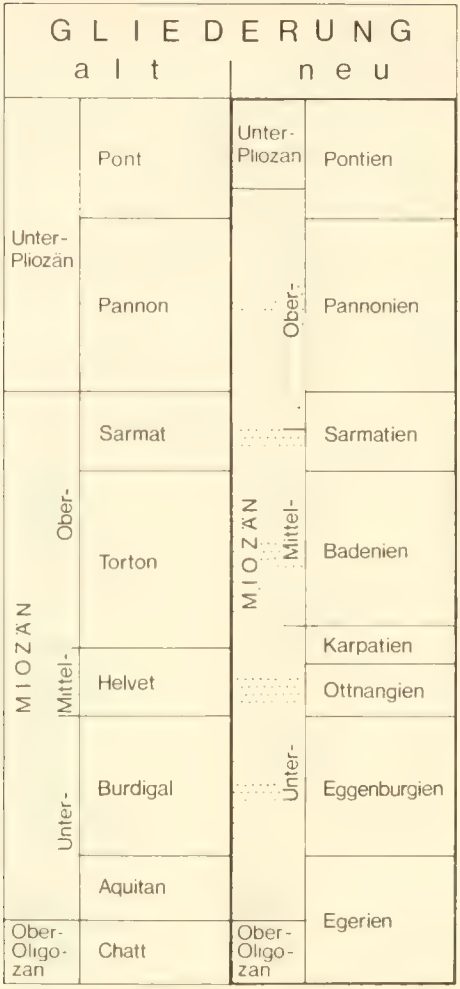


Abb. 4: Ältere und neue stratigraphische Gliederung des zentral-paratethyschen Miozän (nach BRINKMANN 1966, STEININGER, RÖGL & MARTINI 1976; RÖGL & MÜLLER 1978, THIELE 1979).

(vgl. JOOSS 1923, WENZ 1923–1930; ZOBELEIN 1954); einige Gattungen sind zwar gemeinsam, aber keine einzige Art. Der unterschiedliche Fossilinhalt spricht für unterschiedliche ökologische Verhältnisse (mehr Trockenheit zur Zeit der Helicidenmergel), die aber nicht in örtlichen Faktoren, sondern in der Altersdifferenz begründet liegen. Dies belegen neben Vertretern der Familie Zonitidae und Oleacinidae die stratigraphisch relevanten Heliciden insbesondere mit dem Genus *Cepaea*: In den Helicidenmergeln und ihren Äquivalenten dominieren die Arten *C. renevieri* und *C. eversa baumbergeri*, die nach

Wenz (1920, 1924) und Jooss (1923) evolutive und damit stratigraphische Vorläufer der in Gündlkofen vorkommenden Cepaeen sind und als Leitformen des oberen Ottnangien – tiefen Karpatien gelten.

Auch mit den „Altobermiozänen Lepolithkalken" des Riesgebietes (Diehm 1931, Gall 1971) besteht keine Altersäquivalenz. Von den insgesamt 20 stratigraphisch verwertbaren Arten (inkl. 8 Bezugsarten) aus Gündlkofen sind nur 4 (2., 11., 15., 16.; = 20%) mit denen der Lepolithkalke gemeinsam. Deren artenarme, xero- und thermophile, ins Karpatien verweisende Landschneckenfauna wird noch zahlenmäßig beherrscht von den in den „Oberhelvetischen Helicidenmergeln" häufigen Cepaeen sowie von der Häufigkeitsform der „Unteren Silvanaschichten", *C. eversa larteti* (15.), während Schnekken der jüngeren, „Mittleren Silvanaschichten" – etwa 16. – zurücktreten. Die Gündlkofener Fundschicht ist so sicherlich stratigraphisch jünger einzuordnen als die Lepolithkalke..

Eine etwas bessere faunistische Übereinstimmung zeigt der Vergleich des Gastropodenmaterials von Gündlkofen mit dem der „Unteren Silvanaschichten" (Wenz 1920, 1924). Insgesamt sind 6 Arten gemeinsam (2., 5., 11., 14., 15., 16.; = 30%). In den „Unteren Silvanaschichten" (Karpatien) dominieren aber noch deutlich die trockenheitsliebenden Heliciden *C. eversa larteti* (15.) und *C. dentula* – letztere ist auf die tieferen Horizonte der Silvanaschichten beschränkt und fehlt bezeichnenderweise in Gündlkofen –, während die in Gündlkofen und in den „Mittleren Silvanaschichten" so häufige Art *C. silvana* (16.) völlig zurücktritt. Somit sind die Altersbeziehungen festgelegt: die Fundschicht Gündlkofen ist jünger.

Dieser Faunenvergleich soll sich vorerst allerdings nur auf die „Unteren Silvanaschichten" beziehen, die im Bereich der Graupensandrinne gelegen sind; nur sie nämlich treten im Liegenden einer zwar lückenhaften, aber mächtigen Schichtenfolge der „Mittleren Silvanaschichten" auf, so daß sie auch zweifelsfrei älter sind als diese.

Bei den „Unteren Silvanaschichten" nördlich davon auf der Alb (= „Flammenmergel" und „Larteti-Schichten"; Wenz 1924, Gall 1971) hingegen liegt der begründete Verdacht nahe, daß sie nur eine basale Transgressionsbildung von „Mittleren Silvanaschichten" darstellen, sedimentologisch und faunistisch beeinflußt durch die Trockenheit der Albhochfläche.

Weitgehende Faunenübereinstimmung besteht mit den „Mittleren Silvanaschichten", den gastropodenreichen Ablagerungen der OSM am Südrand der Alb. 16 Arten (1., 2., 3., 5., 11., 12., 14., 15., 16., 19., 25., 28., 29., 30., 32., 34.; = 80%) sind beiden Schichten insgesamt gemeinsam; wenn man nur die 12 ohne Vorbehalt aus Gündlkofen bestimmten Arten berücksichtigt, sind es sogar 91%. Die Faunen zeigen beide das Bild einer relativ feuchtigkeitsliebenden Gemeinschaft, woraus man – zusammen mit der faunistischen Konvergenz – in erster Näherung auf gleiches oder nicht sehr verschiedenes Alter schließen darf. Das individuenreiche Auftreten der für die „Mittleren Silvanaschichten" bezeichnenden Heliciden (11., 16.; vgl. Gottschick & Wenz 1916, Wenz 1924, Baumberger 1927, Gall 1971, Schlickum 1976) in der Gündlkofener Fundschicht bestärkt noch diese Annahme.

Auch zur Gastropodenfauna der Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen bei Mainburg bestehen enge Beziehungen, zeigt diese doch auch weitestgehende Übereinstimmung mit den „Mittleren Silvanaschichten" (Gall 1972: 19f.).

Immerhin sind 13 Arten (65%) sowohl in Gündlkofen wie in Sandelzhausen belegt, und darunter alle stratigraphisch wichtigen Heliciden. Unterschiede in den Faunengemeinschaften bestehen eigentlich nur aufgrund abweichender ökologischer Verhältnisse,

die in Sandelzhausen – sehr im Gegensatz zu Gündlkofen – zu einem Arten- und Individuenreichtum von Süßwasser- und hygrophilen Landschnecken der nassen Uferzone geführt haben.

Obwohl das Gastropoden-Material keinen Altersunterschied zwischen Gündlkofen und den „Mittleren Silvanaschichten" bzw. Sandelzhausen erkennen läßt, sprechen geologische und paläogeographische Gründe gegen völlige Altersgleichheit: Gündlkofen muß etwas jünger sein.

Die „Mittleren Silvanaschichten" gehören zur ältesten und nördlichsten OSM, bilden einen Teil der „älteren Schichtserie" und sind in erster Näherung dem Karpatien zuzuordnen (vgl. Müller 1980). Die Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen wird ebenfalls noch in die „ältere Schichtserie" gestellt (Schmidt-Kittler 1972), muß nach Säugetieren aber bereits dem Badenien angehören (Ctyroky et al. 1972). Lithostratigraphisch ist Sandelzhausen mit dem „Süßwasserkalk-Horizont" zwischen Liegendem und Hangendem Nördlichen Vollschotter zu korrelieren (vgl. Gall 1972, Müller 1980), der in Gündlkofen ca. 30 m unter der Fundschicht zu erwarten ist. Jedenfalls ist Gündlkofen somit jünger – wenn auch nur geringfügig – als die Fundschicht Sandelzhausen, wie diese aber ins Badenien einzustufen. Aufgrund lithofazieller Überlegungen und des paläontologischen Fundmaterials – vor allem der Proboscidier *„Mastodon angustidens* Cuvier" und *Dinotherium bavaricum* v. Meyer – auf Blatt Landshut West (Meier 1965) gehört sie nach der Großsaugergliederung der OSM des weiteren in die „mittlere Schichtserie" Dehm's (1951, 1955).

Die Gastropodenfaunen aus den Impaktkrater-Füllungen des Steinheimer Beckens und insbesondere des Rieses (vgl. Bolten 1977) führen deutlich jüngere Elemente als Gundlkofen, faunistische Übereinstimmungen sind fast nicht mehr gegeben. Aus paläontologischen Gründen – und beim Ries auch aufgrund absoluter Datierungen – gehören diese Faunen im wesentlichen ins Sarmatien, sind damit jünger.

Palökologie

Zur Rekonstruktion der ökologischen Verhältnisse für die Zeit der Sedimentation der Gundlkofener Fundschicht – wie auch für die Zeit der gesamten OSM – eignen sich die Gastropoden bestens, und zwar sowohl auf Grund ihrer weit-gefächerten Standortsansprüche als auch ihrer großen Arten- und Individuenzahl.

Gewisse Unsicherheiten ergeben sich allerdings aus der Tatsache, daß die Fauna als Thanatozönose vorliegt, die von den ursprünglichen Biozönosen nicht unerheblich abweichen dürfte. Auch können die Umweltansprüche fossiler Taxa nicht immer ohne Schwierigkeiten und Vorbehalte ermittelt werden (vgl. Ložek 1964: 39; Gall 1972: 23; Müller 1980). Die ökologische Charakterisierung der mit der Gündlkofener Fauna verglichenen rezenten Gastropoden-Arten bzw. -Gattungen stützt sich im wesentlichen auf die Arbeiten von Geyer (1927), Ehrmann (1937), Wenz (1938–1944), Wenz & Zilch (1959–60) und Ložek (1964).

Das auffallendste Merkmal der Gastropoden aus der Fundschicht ist die starke Dominanz der überwiegend wohl postmortal in den limno-fluviatilen Sedimentationsraum über nicht sehr große Wegstrecken eingeschwemmten Landschnecken (32 Taxa). Autochthone Süßwasserbewohner treten mit nur zwei Taxa (30., 34.) stark zurück. Parautochthone Faunenelemente in Form kleiner hygrophiler Landschnecken – etwa Carychien, Vertiginiden – aus der nassen Uferregion des Ablagerungsraumes fehlen völlig.

Land- wie Süßwasserschnecken liegen bis auf die *Cepaea-*, *Tropidomphalus-* und *Pomatias*-Arten in sehr wenigen, oft sogar nur einzelnen Exemplaren vor.

Weder Blissenbach (1957) noch Meier (1965) waren Süßwassergastropoden aus Gündlkofen bekannt; in der Fundschicht sahen sie deshalb keine Ablagerung eines „dauernd stehenden Gewässers", sondern eine rasch vorübergehende Anschwemmung von Sediment und landbewohnenden Tieren. Der nunmehrige Nachweis von *Gyraulus* (30.) und *Bithynia* (34.) könnte auf einen limnischen Ablagerungsbereich schließen lassen, doch muß auch die Möglichkeit einer Umlagerung der Süßwasserarten aus einem benachbarten Biotop durch stärker fließende Wasser in Betracht gezogen werden, zumal sie nur in wenigen Exemplaren auftreten.

Gyraulus dürfte – wie die nach Wenz (1914, 96) nahestehende rezente Art *G. albus* (Müller) – vorwiegend in stehenden bis langsam fließenden Gewässern verschiedenster Art gelebt haben. Die Bithynien bevorzugten wohl pflanzenbesetzte Stillwasserabschnitte in Altwässern, Teichen und Seen; ihre rezenten Vertreter werden gelegentlich aber auch unter Steinen selbst rasch fließender Flüsse und Bäche angetroffen. Wahrscheinlich darf man sich so den Ablagerungsraum der Gundlkofener Fundschicht als ein seichtes und pflanzenarmes oder -freies, höchstens kurzzeitig stehendes, ansonsten schwach fließendes Gewässer in einer weiten Flußlandschaft vorstellen. Zusammen mit dem tonig-mergeligen Feinmaterial wurden die Landgastropoden, vielleicht auch die Wasserschnecken, in die Mulden und Senken des Sedimentationsbeckens eingeschwemmt. In einer nachfolgenden Hochwasser-Periode wurden dann die fossilführenden Top-Partien des Mergels aufgearbeitet und nach sehr geringer Transportstrecke in einer frischen Erosionsrinne als Brocken resedimentiert. Anschließend setzte die flächenhafte Schottersedimentation der OSM erneut ein.

Die ökologischen Verhältnisse des Umlandes können anhand der in den Sedimentationsraum eingeschwemmten landbewohnenden Gastropoden skizziert werden. Die Überlieferung auch sehr dünnschaliger, wenig transportresistenter Exemplare, etwa von *Archaeozonites*, spricht dabei für geringfügige Verfrachtung.

Unter den in Gündlkofen zahlenmäßig dominierenden Cepaeen dürfte *Cepaea silvana* (16.) – nach ihrer Begleitfauna in den „Mittleren Silvanaschichten" samt Äquivalenten zu urteilen – mittelfeuchte Standorte in Wäldern und Gebüschen deutlich bevorzugt haben. Bei *Cepaea eversa larteti* (15.) hingegen liegt der begründete Verdacht nahe, daß sie, wie die rezente *C. vindobonensis*, mehr trocken-warme Standorte von der Waldsteppe bis zu grasigen Steppenhängen und xerothermen Felsen besiedelte (vgl. Gall 1972, Müller 1980).

Die Biotope der *Tropidomphalus*-Arten (10.–13.) dürften denen der konchyliologisch nahestehenden rezenten *Elona quimperiana* (Ferussac) in den westpyrenäischen Bergwäldern ähnlich gewesen sein (vgl. Germain 1930: 229): mäßig feuchte Stellen in Wald und Buschwerk. *Pomatias* (32., 33.) hingegen hat wohl trockene und zugleich warme Standorte in Wald und Gebüsch unter Fallaub, an Sträuchern und unter Kalksteingetrümmer (sie gilt als kalkhold) bewohnt. Als anspruchsvolle Waldart gilt *Archaeozonites* (2.–4.), die – wie größere rezente Zonitinae – unter totem Laub, krautartigen Pflanzen und Steinen mittelfeuchter Wälder, gelegentlich in den Auwäldern der Flußniederungen, ein verborgenes Dasein geführt haben dürfte. Clausiliidae (18.–20.) und Triptychiidae (21.–24.) lassen ebenfalls an ausgedehntere Waldbestände im unmittelbaren Einzugsgebiet der Gündlkofener Fundschicht denken. Die Triptychiidae schätzten be-

sonders etwas feuchtere Standorte mit großen Mengen sich zersetzender Pflanzensubstanz (NORDSIECK 1972: 182), die Clausiliidae wärmere Waldfelsen, Baumstämme und -stümpfe. Unter den nur in Einzel-Exemplaren aus der Fundschicht vorliegenden Landgastropoden lebten *Testacella* (1.), *Aegopinella* (5.) und *Azeca* (29.) wahrscheinlich ebenfalls in feuchten Wäldern und Gebüschen unter gefallenem Laub; *Azeca* ging auch gerne bis in die unmittelbare Nähe von Gewässern, mied selbst nasse Stellen nicht.

Standorte mehr mesophiler Prägung vorwiegend auch des Waldes, bei hinreichender Deckung mitunter des offenen Geländes, haben wohl *Limax* (6.), *Discus* (9.), *Klikia* (14.), *Orcula* (27.) und *Helicodiscus* (28.) bevorzugt; letztere dürfte – wie ihre Verwandten der Gegenwart – in der Bodenstreu versteckt gelebt haben.

Nur gelegentlich an feuchteren Standorten gingen wahrscheinlich die beweglichen Raubschnecken *Milax* (7.) und *Palaeoglandina* (25.) auf Beutesuche; in der Regel machten sie zwischen lockeren Felsen und Steingetrümmer trocken-warmer Gebiete Jagd auf Heliciden.

Die ebenfalls räuberisch lebende *Pseudoleacina* (26.) war als xero- und thermophile Art gebunden an warmtrockene Standorte und steppenartige Flächen; an ähnlich offene Standorte bestens angepaßt war auch *Cochlostoma* (31.), deren heutige Arten zudem sehr kalkliebend sind.

Das unmittelbare Umland und Einzugsgebiet der Gündlkofener Fundschicht war demnach überwiegend mit feuchtem Wald und Buschwerk bedeckt. Die Landschnecken fanden dort günstige Lebensbedingungen vor; bei der Kürze der klimatisch bedingten Trockenzeiten erlitten sie offenbar keine Beschränkung ihrer Fraßperioden, so daß sie alle ihre volle Große erreichen konnten. Ein versumpfter, pflanzenreicher Ufergürtel rings um den Ablagerungsraum war sicherlich nicht ausgebildet; das Fehlen der hygrophilen Kleingastropoden gestattete diese Aussage. Nur ganz untergeordnet waren offenbar sonnige, trockene Steppenflachen verbreitet; sie dürften an freiliegende oder nur flachgrundig verwitterte Schotterareale und an südseitige Böschungen in einiger Entfernung vom Gewässer gebunden gewesen sein.

4. Schriftenverzeichnis

BAUMBERGER, E. (1927): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. – Verh. Naturf. Ges. Basel, **38**; 147–163, Taf. II; Basel.

BERZ, K. C. & C. H. JOOSS (1927): Über die Altersstellung der tertiären Schichten (Süßwasserablagerungen und bunter Breccie) von Oggenhausen bei Heidenheim a. d. Brenz. – Cbl. Mineral. etc., **1927** B: 193–208; Stuttgart.

BLISSENBACH, E. (1957): Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges. – Beih. Geol. Jb., **26**,: 9–48, 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.

BOETTGER, O. (1870): Revision der tertiären Land- und Süßwasserversteinerungen des nördlichen Böhmens. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien, **20** (3): 283–302; Wien.

BOETTGER, O. (1877): Clausilienstudien. – Palaeontographica, N. F. Suppl. Bd. III, 6. u. 7. Liefg., 122 S., 4 Taf.; Cassel.

BOISSY, S. A. de (1840): Description de quelques espéces d'Helices fossiles provenant des terrains d'eau douce du midi de la France. – Revue zoologique par la Société Cuvierienne, **II** (1839): 74–75; Paris.

Bolten, R. (1977): Die karbonatischen Ablagerungen des obermiozanen Kratersees im Nordlinger Ries. – Diss. Univ. München, 228 S., 22 Abb. 6 Taf., 3 Tab.; München.

Brunnacker, K. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. – 94 S., 8 Abb., 8 Tab., 1 Beil.; München.

Cicha, J., V. Fahlbusch & O. Fejfar (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **140** (2): 129–145, 2 Tab.; Stuttgart.

Clessin, S. (1877): Die tertiären Binnenconchylien von Undorf. – Correspondenz-Bl. zool.-min. Ver. Regensburg, **31**; 34–41; Regensburg.

Dehm, R. (1931): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. – N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **67** B: 139–256; Stuttgart.

Dehm, R. (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 140–152; Stuttgart.

Dehm, R. (1955): Die Säugetierfaunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: Erl. geol. Übersichtskarte Südd. Molasse 1:300000: 81–88; München.

Dehm, R. (1960): Zur Frage der Gleichaltrigkeit bei fossilen Saugerfaunen. – Geol. Rdsch.; **49** (1): 36–40, 2 Abb.; Stuttgart.

Ehrmann, P. (1937): Weichtiere, Mollusca. – In: Brohmer, Ehrmann & Ulmer: Die Tierwelt Mitteleuropas, **2**, Mollusca, 264 S., 147 Abb., 13 Taf.; Leipzig.

Fahlbusch, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F., **118**: 1–136, 67 Abb., 7 Taf.; München.

Fahlbusch, V. (1975): Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**: 63–90; München.

Gall, H. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. – 186 S., 17 Abb., 6 Tab.; München.

Gall, H. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 3–32, 3 Abb., 1 Tab.; München.

Gebhardt, P. (1964): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Aham 7440 (Niederbayern). – Dipl.-Arb. Univ. München, 93 S.; München.

Gentner, W. & G. A. Wagner (1969): Altersbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten. – Geologica Bavarica, **61**: 296–303; München.

Germain, L. (1930): Mollusques terrestres et fluviatiles. – Faune de France, **21**, 893 S.; Paris.

Geyer, D. (1927): Unsere Land- und Süßwassermollusken. Einführung in die Molluskenfauna Deutschlands. – 223 S., 33 Taf.; Stuttgart; (Lutz KG).

Gobanz, J. (1854): Die fossilen Land- und Süßwasser-Mollusken des Beckens von Rein in Steiermark. – Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., **13** (1): 180–200; Wien.

Gottschick, F. & W. Wenz (1916): Die Sylvanaschichten von Hohenmemmingen und ihre Fauna. – Nachrichtenbl. deutsch. Malakozool. Ges., **1–3**: 17–113, 1 Taf.; Schwanheim a. M.

Hofmann, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25000 Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – 112 S.; München.

Jooss, C. H. (1923): Die Schneckenfauna der süddeutsch-schweizerischen Helicidenmergel und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der letzteren. – N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **49**; 185–210, Taf. 11; Stuttgart.

Jung, W. (1968): Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- und Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. – Ber. Naturwiss. Ver. Landshut, **25**: 43–72, 8 Taf.; Landshut.

Klein, A. v. (1853): Conchylien der Süßwasserkalkformation Württembergs. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **9**: 203–224, 1 Taf.; Stuttgart.

Kurr, J. G. v. (1856): Über einige neue Land- und Süsswasserconchylien der Tertiärformation Oberschwabens. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **12**: 38–43; Stuttgart.

LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozpravy, **31**: 374 S., 91 Abb., 22 Taf.; Prag.

MAILLARD, G. (1892): Monographie des mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse I. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **18**: 1–127; Genf.

MEIER, G. (1965): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Landshut West 7438 (Niederbayern). – Dipl.-Arb. Univ. München: 75 S.; München.

MÜLLER, D.: Die prä- und postriesischen Obermiozän-Ablagerungen im Altmühl-Rezat-Gebiet. – 278 Mskr.-S., München (in Druckvorbereitung).

NEUMAIER, F., E. BLISSENBACH, D. WITTMANN, W.-D. GRIMM, J. STIEFEL, H. BATSCHE & M. MAYR (1957): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. – Beih. Geol. Jb., **26**: 384 S., 13 Taf., 90 Abb., 9 Tab.; Hannover.

NORDSIECK, H. (1972): Fossile Clausilien, I. Clausilien aus dem Pliozän W-Europas. – Arch. Moll., **102** (4/6): 165–188; Frankfurt a. M.

NORDSIECK, H. (1976): Fossile Clausilien, III. Clausilien aus dem O-Pliozän des Elsaß, II (mit Bemerkungen zur systematischen Stellung von *Triptychia)*. – Arch. Moll., **107** (1/3): 73–82; Frankfurt a. M.

PFEFFER, G. (1929): Zur Kenntnis tertiärer Landschnecken. – Geol. Paläont. Abh., N.F. **17** (3), 151–379; Jena.

RAMBUR, P. (1862): Description de coquilles fossiles des faluns de Touraine. – J. de Conchyliologie **10** (sér. 3, vol. II): 172–182; Paris.

SANDBERGER, F. (1858–1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – 468 S., 35 Taf., 1 Tab.; Wiesbaden.

SANDBERGER, F. (1870–1875): Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. – Text und Atlas, 1000 S., 36 Taf.; Wiesbaden.

SCHIRM, E. (1964): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Landshut Ost 7439 (Niederbayern). – Dipl.-Arb. Univ. München; München.

SCHLICKUM, W. R. (1970): Die Molluskenfauna der oberhelvetischen bis untertortonen brackischen und ausgesüßten Teile der Kohlenbohrungen zwischen Trostberg a. d. Alz und Tittmoning a. d. Salzach (Oberbayern). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**: 175–188; München.

SCHLICKUM, W. R. (1976): Die in der pleistozänen Gemeindekiesgrube von Zwiefaltendorf a. d. Donau abgelagerte Molluskenfauna der Silvanaschichten. – Arch. Moll., **107** (1/3): 1–31, 5 Taf.; Frankfurt a. M..

SCHLICKUM, W. R. (1979): *Helicodiscus (Hebetodiscus)*, ein altes europäisches Faunenelement. – Arch. Moll., **110** (1/3): 67–70; Frankfurt a. M..

SCHMIDT-KITTLER, N. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 6. Proboscidea (Mammalia). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 83–95; München.

UNGER, H. J. (1976): Die Obere Süßwassermolasse zwischen Inn und Donau. – Naturw. Z. Niederbayern: 115–134; Landshut.

VASS, D., G. P. BAGDASARYAN & F. STEININGER (1978): 3. The Badenian Radiometric Ages. – In: PAPP, CICHA, SENEŠ & STEININGER: Chronostratigraphie und Neostratotypen, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien): 35–45; Bratislava.

WAGNER, G. A. (1977): Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegeschichte. – Geologica Bavarica, **75**: 349–354; München.

WEISKIRCHNER, W. (1975): Vulkanismus und Magmenentwicklung im Hegau. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **57**: 117–134; Stuttgart.

WENZ, W. (1911): *Gonostoma (Klikia) osculum* THOM. und ihre Verwandten im mitteleuropäischen Tertiär. Eine phylogenetische Studie. – Jb. Nassau. Ver. Naturk. Wiesbaden, **64**: 75–101, 1 Fig.; Taf. 4; Wiesbaden.

WENZ, W. (1914): Die Landschneckenkalke des Mainzer Beckens und ihre Fauna. II. Paläontologischer Teil. – Jb. Nassau. Ver. Naturk. Wiesbaden, **67**: 30–154; Wiesbaden.

WENZ, W. (1920): Über das Vorkommen von *Cepaea eversa larteti* (BOISSY) in den schwäbischen Silvanaschichten und ihre Bedeutung für deren Gliederung. – Senckenbergiana II, **6**: 151–158, 9 Abb.; Frankfurt/M..

WENZ, W. (1924): Die Flammenmergel der Silvanaschichten und ihre Fauna. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., **12**: 181–186; Stuttgart.

WENZ, W. (1923–1930): Gastropoda extramarina tertiaria (I–XI). – Fossilium Catalogus, I: Animalia: Pars 17, 18, 20, 21, 22, 23, 32, 38, 40, 43, 46: 3387 S.; Berlin.

WENZ, W. (1938–1944): Gastropoda. Teil I: Allgemeiner Teil und Prosobranchia (Amphigastropoda und Streptoneura). – Handb. Palaeozool., **6** (1): XII + 1639 S., 4211 Textabb.; Berlin.

WENZ, W. & A. ZILCH (1959–1960): Gastropoda. Teil 2: Euthyneura. – Handb. Palaeozool., **6** (2): XII + 835 S, 2515 Abb.; Berlin.

WURM, A. (1937): Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unterem Inn und unterer Isar. – N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **78** (B): Stuttgart.

ZIETEN, C. H. v. (1830): Die Versteinerungen Württembergs. – 102 S., 72 Taf.; Stuttgart.

ZÖBELEIN, H. K. (1954): Helvetische Landschnecken aus einem Knollenkalk bei Riedöschingen (Baden). – Paläont. Z., **28** (3/4): 155–158; Stuttgart.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 20 | 79–81 | München, 15. 12. 1980

Callistocythere lagaaiji nom. nov. für *C. reticulata* Witt, 1967 non *C. reticulata* Hanai, 1957

Von Wolfgang Witt*)

Mit Tafel 7

Die Dokumentationsstelle des Zoologischen Instituts und Museums der Universität Hamburg machte mich auf obige Homonymie aufmerksam, wofür ich aufrichtig danke.

Bei der Gelegenheit, einen neuen Namen vorzuschlagen werden *C. lagaaiji* nom. nov. und einige ähnliche miozäne Formen erneut abgebildet und ihre Beziehungen untereinander kurz dargestellt.

Für briefliche Auskünfte bin ich Dr. K. Kollmann, Wien und Prof. G. Ruggieri, Palermo, zu Dank verpflichtet.

Callistocythere lagaaiji nom. nov.
Taf. 7, Fig. 1–3

1967 *Callistocythere canaliculata reticulata* Witt: 26, Taf. 1, Fig. 9–10. (hier weitere Synonyma)
1970 *Callistocythere reticulata* Witt: 233.

Namengebung: Dem Andenken an den niederländischen Bryozoenspezialisten Dr. R. Lagaaij, langjährigem Chefstratigraphen der Royal Dutch/Shell Gruppe gewidmet.

Bemerkungen: Eine ähnliche Form (*C.* aff. *lagaaiji* nom. nov.) findet sich im Burdigal der Aquitaine (Taf. 7, Fig. 4 und Key, 1955, Taf. 14, Fig. 10). Sie unterscheidet sich von *C. lagaaiji* nom. nov. durch ihre geringere Höhe, einen flacheren vorderen Dorsalwinkel und Details der Ornamentation, etwa einer kräftigen nach unten gegabelten Rippe, die am vorderen Dorsalwinkel beginnt, sowie einer deutlichen zentralen Längsrippe. Damit erinnert sie an *Callistocythere canaliculata* (Reuss, 1850) (Taf. 7, Fig. 6).

Für diese mittelmiozäne Art bestimmte Kollmann (1971: 629, Taf. 6, Fig. 7–9) einen Neotypus und unterschied ähnliche Formen aus dem Untermiozän der Aquitaine, Niederösterreichs und Bayerns als *C.* aff. *canaliculata*. Auch hier sind es Einzelheiten der Ornamentation, die diese Abtrennung rechtfertigen. *C. canaliculata* (Taf. 7, Fig. 6) besitzt unter anderem eine markantere und weiter nach hinten reichende zentrale Längsrippe als etwa *C.* aff. *canaliculata* aus dem Eggenburg Niederbayerns (Taf. 7, Fig. 5) und Niederösterreichs (Kollmann 1971, Taf. 6, Fig. 10–11). Die von Brestenska & Jiriček

*) Dr. W. Witt, c/o Nam, Postbus 28, 9400 AA Assen, Niederlande.

(1978, Taf. 1, Fig. 11) abgebildete *C. canaliculata* zeigt dies besonders deutlich. Ein weiterer Unterschied besteht in der vom vorderen Dorsalwinkel nach vorne unten verlaufenden Rippe, die bei *C. canaliculata* eine Art Doppelbogen beschreibt mit einer nach hinten gerichteten Spitze etwa auf halber Höhe. Bei *C.* aff. *canaliculata* aus dem Untermiozän Niederösterreichs und Bayerns verläuft diese Rippe gerade um sich nahe dem unteren Drittel mit einer dem Vorderrand parallelen Rippe – die auch bei *C. canaliculata* auftritt – zu treffen.

Bei *C.* aff. *canaliculata* aus dem Untermiozän der Aquitaine hingegen verlaufen, wie Moyes (1965: 28) hervorhebt, zwei kräftige Rippen parallel dem Vorderrand. Damit schon unterscheidet sich diese Form von denen aus dem Untermiozän Niederösterreichs und Bayerns, sowie der von Carbonnel (1969: 94, Taf. 5, Fig. 1–3) als *C. canaliculata* bestimmten Form aus dem Rhônebecken. Jedoch sind bei letzterer die zentrale Längsrippe und die vertikal verlaufenden Querrippen zu schwach ausgebildet um diese Formen der mittelmiozänen *C. canaliculata* (Reuss, 1850) zuzuordnen.

Der Verdacht *Callistocythere ennensis* Ruggieri, 1962 (S. 53, Taf. 6, Fig. 7) sei ein jüngeres Synonym von *C. canaliculata* hat sich bestätigt, wie mir Prof. Ruggieri in seinem Schreiben vom 23. 3. 1980 mitteilte.

Zusammenfassend kann gesagt werden: *C.* aff. *canaliculata* aus dem Untermiozän (Eggenburg) Niederösterreichs und Bayerns gehören derselben Art an, für die Formen aus dem Untermiozän des Rhônebeckens ist dies wahrscheinlich. *C.* aff. *canaliculata* aus dem Untermiozän (Burdigal) der Aquitaine ist verschieden von ersterer.

Schriftenverzeichnis

Brestenská, E. & Jiříček, R. (1978): Ostrakoden des Badenien der Zentralen Paratethys. – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen VI, Miozän M4 Badenien: 405–421, Taf. 1–9, Tab. 16; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

Carbonnel, C. (1969): Les ostracodes du Miocène rhodanien. – Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **32**, fasc. 1–2: 1–469, Taf. 1–16, 48 Abb., 57 Tab.; Lyon.

Hanai, T. (1957): Studies on the Ostracoda from Japan: I. Subfamily Leptocytherinae n. subfam. – J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. II, **10**, part III: 431–468, Taf. 7–10, 2 Abb.; Tokio.

Key, A. J. (1955): Ostracoda. – In: Drooger, C. W., Kaasschieter, J. P. H. & Key, A. J.: The Microfauna of the Aquitanian – Burdigalian of Southwestern France. – Verh. k. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurkde., R. 1, **21** (2): 101–136, Taf. 14–20, Abb. 9–11, 1 Tab.; Amsterdam.

Kollmann, K. (1971): Die Ostracoden der Eggenburger Schichtengruppe Niederösterreichs. – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen II, Miozän M1 Eggenburgien: 605–685, Taf. 1–16, 6 Tab.; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

Moyes, J. (1965): Les ostracodes du Miocène aquitain. Essai de paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie: 1–312, Taf. 1–13, 9 Abb., 51 Tab.; Bordeaux (Impr. E. Drouillard).

Ruggieri, G. (1962): Gli Ostracodi marini del Tortoniano (Miocene medio superiore) di Enna, nella Sicilia centrale. – Palaeontographia Italica, **56**, 1961: 1–68, Taf. 1–7, 15 Abb.; Pisa.

Witt, W. (1967): Ostracoden der bayerischen Molasse (unter besonderer Berücksichtigung der Cytherinae, Leptocytherinae, Trachyleberidinae, Hemicytherinae und Cytherettinae). – Geologica Bavarica, **57**: 3–120, Taf. 1–7, 16 Abb., 3 Tab.; München.

Witt, W. (1970): Revision einiger Egger'scher Cytherideinae-Arten (Ostracoda) aus den burdigalen Ortenburger Meeressanden in Niederbayern. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **10**: 229–240, Taf. 8–10, 1 Tab.; München.

Tafel 7

Fig. 1–3: *Callistocythere lagaaiji* nom. nov.
Ortenburger Meeressande, Dötter, Niederbayern, Untermiozän (Eggenburg)
Hypotypoid Nr. 486, R♂
1 und 2 Hypotypoid Nr. 487, G♂ von links

Fig. 4: *Callistocythere* aff. *lagaaiji* nom. nov.
Pont Pourquey bei Saucats, Aquitaine, Untermiozän (Burdigal)
Belegstück Nr. 139, R

Fig. 5: *Callistocythere* aff. *canaliculata* (REUSS, 1850)
Ortenburger Meeressande, Dötter, Niederbayern, Untermiozän (Eggenburg)
Belegstück Nr. 136, L♂

Fig. 6: *Callistocythere canaliculata* (REUSS, 1850)
Amphisteginenmergel, Nußdorf bei Wien, Mittelmiozän (Baden)
Hypodypoid Nr. 488, R♀

Vergrösserungen: Fig. 1 ca. 190×; Fig. 2–6 ca. 85×.

Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen von Philips Gloeilampenfabr. N. V., Drachten, Niederlande. Die abgebildeten Ostracoden befinden sich in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Palaont. hist. Geol. 20 83–94 München, 15. 12. 1980

Der Krokodilier *Teleorhinus* Osborn, 1904 (Mesosuchia, Pholidosauridae) im Regensburger Grünsandstein (Obercenoman)

Von Eric Buffetaut & Peter Wellnhofer*)

Mit 3 Abbildungen und Tafel 8

Kurzfassung

Ein Schnauzenstück eines großen Krokodiliers aus dem Regensburger Grünsandstein (Obercenoman) von Saal an der Donau (Bayern) wird beschrieben und der bisher nur aus der Kreide von Nordamerika bekannten Gattung *Teleorhinus* Osborn, 1904 (Mesosuchia, Pholidosauridae) zugeschrieben. Es weist weitgehende Übereinstimmungen mit der extrem langschnauzigen nordamerikanischen Art *T. browni* Osborn, 1904 auf, und wird daher als *Teleorhinus* cf. *browni* bezeichnet.

Abstract

An upper jaw fragment form a large crocodilian from the Regensburg Greensand (Upper Cenomanian) of Saal an der Donau (Bavaria) ist described and referred to the genus *Teleorhinus* Osborn, 1904 (Mesosuchia, Pholidosauridae), hitherto known only from the Cretaceous of North America. It shows important resemblances with the extremely long-snouted North American species *T. browni* Osborn, 1904, and is therefore designated as *Teleorhinus* cf. *browni*.

*) Dr. E. Buffetaut, Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés, Université Paris VI, 4 place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05; Dr. P. Wellnhofer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Résumé

Un fragment de museau d'un grand Crocodilien, provenant du Grés vert de Ratisbonne (Cenomanien superieur) de Saal an der Donau (Bavière) est decrit et rapporté au genre *Teleorhinus* Osborn, 1904 (Mesosuchia, Pholidosauridae), connu jusqu'ici seulement dans le Cretacé d'Amerique du Nord. Il montre des ressemblances considérables avec l'espèce nord-américaine extrêmement longirostre *T. browni* Osborn, 1904, et il est par conséquent désigné comme *Teleorhinus* cf. *browni*.

Einleitung

Vor kurzem wurde im Cenoman von Bayern ein Krokodilierrest gefunden, der zum erstenmal das Vorkommen der bisher nur aus Nordamerika bekannten Gattung *Teleorhinus* Osborn, 1904 in Europa erkennen laßt. Daher erhält dieses unvollstandige, hier beschriebene Exemplar eine gewisse Bedeutung, die um so größer ist, als bestimmbare Krokodilierreste in der mittleren Kreide Europas äußerst selten sind (Buffetaut 1979). Der Fund besteht aus zwei Bruchstucken eines Oberkiefers, dessen vorderes durchgesägt wurde. (Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Nr. 1977 I 39). Die Fundstucke wurden anlaßlich einer Studenten-Exkursion unter Leitung von Prof. Dr. D. Herm am 9.7.1977 im Steinbruch Saal an der Donau gefunden. Die beiden distalen Schnauzenbruchstucke sind von Frl. stud. geol. Hanne Weickhmann und Herrn stud. geol. Dietmar Nowak geborgen worden, die sie im Jahre 1979 dankenswerterweise der Staatssammlung übergeben haben.

Die Fundstelle

Fundort: Ostteil des Kalksteinbruchs Saal a. d. Donau der Süddeutschen Kalkstickstoffwerke Trostberg, etwa 4 km östlich von Kelheim a. d. Donau.

Fundschicht: Oberes Cenoman, Unterster Regensburger Grünsandstein (c3a). Die Schichten der marinen Oberkreide liegen uber den Riffschuttkalken des höheren Malm.

Herrn cand. geol. Helmut Fetzer, München, verdanken wir genauere Angaben zur Schichtfolge im Bereich des Fundpunktes. Danach stammt der Krokodilierrest aus einem feinen, glaukonitischen Sand von etwa 0,8 m Machtigkeit. Außer Haizahnen, Pflasterzähnchen von Fischen und Schalendetritus fanden sich darin keine weiteren Fossilien. Das Liegende dieses Glaukonitsandes bildet ein 0,6 m machtiger Aufarbeitungshorizont mit groben Quarzgerollchen bis 5 mm Durchmesser und flaserartig geschichtetem, abwechselnd grobem und feinem Sand mit Kalkgeröllchen. Das Gestein ist schwach glaukonitisch.

Das dem Kieferstück anhaftende Gestein enthält auch etwas gröbere Quarzkörner. Außerdem sind deutliche Spuren einer Abrollung zu beobachten. Es ist deshalb nicht auszuschließen, daß das Fossil aus diesem liegenden Horizont stammt und sekundar umlagert wurde. Es wäre damit zeitlich an die Basis des Regensburger Grunsandsteins (Obe-

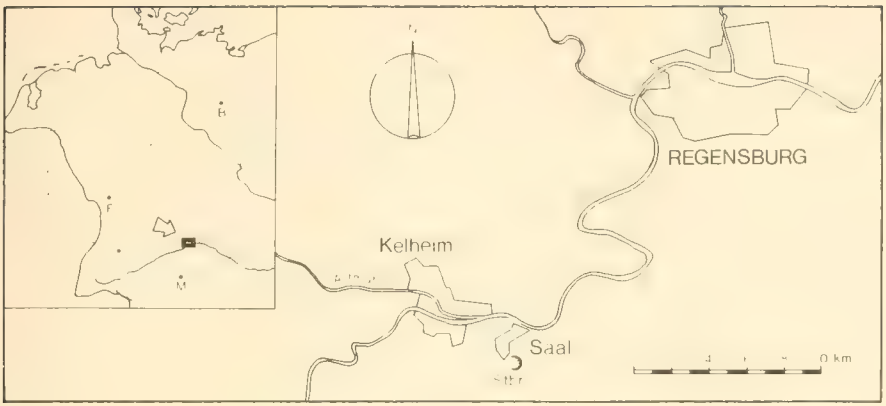


Abb. 1: Geographische Lage des Fundortes von *Teleorhinus* cf. *browni* aus dem Regensburger Grünsandstein von Saal a. d. Donau. Links Übersichtskärtchen mit B = Berlin, F = Frankfurt, S = Stuttgart, M = München.

res Cenoman) zu stellen. Im Liegenden dieses Aufarbeitungshorizontes und über dem Jura sind Bunte Tone und Sande der Schutzfelsschichten (Mittel-Cenoman, c2) aufgeschlossen.

Paläogeographische Situation: Nach TILLMANN (1964) entspricht der Ablagerungsraum der Regensburger Kreide einer Saum- und Randtiefe, die zwischen Böhmer- und Oberpfälzer Wald sowie dem Alpenrand eingebettet ist. Erstmals drang im Untercenoman das Meer von Südosten in diesen Raum ein. Ein weiterer Meeresvorstoß brachte im Mittelcenoman eine starke Schüttung terrigenen Materials, das heute in Form der Schutzfelsschichten meist nur noch in Karsthohlräumen und tektonischen Einbruchsstrukturen erhalten ist (HERM 1979).

Im Obercenoman erfolgte unter starker Aufarbeitung und Einebnung ebenfalls von Südosten her eine ausgedehnte Meeresingression in einen breiten Golf nördlich von Regensburg bis Auerbach, nach Westen bis Solnhofen und das Nördlinger Ries. Dieses Obercenoman-Meer hinterließ als Beckenablagerung im Raum Kelheim – Regensburg – Straubing glaukonithaltige, fein- bis mittelkörnige, sandige Schichten, den Regensburger Grünsandstein (TILLMANN 1964).

Der Golf von Regensburg hatte keine direkte Meeresverbindung nach Norddeutschland. Er war nur nach Südosten hin offen, wo eine Verbindung nach Sachsen über Böhmen möglich war, wie die faunistischen Übereinstimmungen zeigen (HERM 1979). Andererseits dürfte eine Meeresverbindung zur Nordtethys über den Ostalpenraum bestanden haben.

Fauneninhalt: Die Fauna des Regensburger Grünsandsteins ist von DACQUÉ (1939) beschrieben worden. Unter den Vertebraten erwähnt er neben Fischresten und Zähnen eines Sauropterygiers (*Polyptychodon interruptus* OWEN) auch einige Krokodilierreste, die nicht genau bestimmbar sind (siehe unten).

Beschreibung des Fundes

Ordo Crocodylia Gmelin, 1788
Subordo Mesosuchia Huxley, 1875
Familia Pholidosauridae Williston, 1906
Genus *Teleorhinus* Osborn, 1904

Teleorhinus cf. *browni* Osborn, 1904
Abb. 2, Taf. 8

Erhaltungszustand: Der Fund ist ein Fragment des vorderen Teils des Oberkiefers eines langschnauzigen Krokodiliers (Taf. 8), welchem das distale Ende der Prämaxillaria fehlt. Er besteht aus dem hinteren Teil der Prämaxillaria, dem vorderen Teil der Maxillaria, mit links 8 und rechts 9 Alveoli, und der vordersten Spitze der Nasalia. Das Stück ist in der Höhe der siebenten Alveoli der Maxillaria in zwei ungleiche Teile zerbrochen, deren vorderer gesagt worden ist, was einen regelmäßigen Querschnitt der Schnauze liefert (Taf. 8, Fig. D).

Die Erhaltung des Fossils ist maßig gut, alle Nähte sind gut sichtbar, die Oberfläche des Knochens ist aber vor der Einbettung abradiert worden, so daß die Skulptur abgeschliften wurde und die Rander und die Dacher der Alveoli beschädigt wurden. Die Öffnungen und Hohlräume des Kiefers sind mit Grünsandstein gefüllt.

Maße und Proportionen: Die Gesamtlänge des Stückes beträgt 24 cm. Die Breite erreicht in der Hohe des Sageschnittes 62 mm, die Höhe 28 mm. Das Schnauzenstück ist daher lang, schmal und niedrig. Die Breite nimmt nach vorne bzw. nach hinten nicht merklich zu, und die lateralen Ränder der Maxillaria sind mehr oder minder einander parallel.

Prämaxillaria: Wie oben erwähnt, ist nur der hintere Teil der Prämaxillaria erhalten, der vordere, zahntragende, fehlt ganz. Der hintere Rand der Nasenoffnung, die ungeteilt und mit einer sehr kleinen medialen posterioren Spina versehen ist, findet sich in Hohe des Vorderendes der Maxillaria. Die Nasenöffnung ist breit und war wahrscheinlich subquadratisch, mit abgerundeten Ecken. Die Prämaxillaria sind in Dorsalansicht hinter der Öffnung breit und flach und weisen nur eine schwache Skulptur auf. Weiter nach hinten werden sie immer schmäler und bilden lange Spitzen, die zwischen die Maxillaria bis zur Hohe der 9. Zähne reichen. Die gesamte Länge des rechten Prämaxillare hinter der Nasenöffnung betragt 19 cm. Die Nahtstelle mit den Nasalia ist nicht sehr gut erhalten, doch ist zu sehen, daß die Prämaxillaria sich an den beiden Seiten der vorderen Spitze der Nasalia über eine gewisse Distanz (ca. 35 mm) erstrecken.

Ventral ist nur ein sehr kleiner Teil der Prämaxillaria erhalten. Ursprünglich waren hier zwei nach hinten gerichtete Fortsätze, die eine kurze Spitze innerhalb der Maxillaria bis zur Höhe der 2. Alveoli bildeten. Von diesen ist nur mehr der linke erhalten. Rechts ist nur die Ausbuchtung im Maxillare sichtbar, in die der Fortsatz des Pramaxillare sich einfügte und vom Maxillare überdeckt wurde.

Die vordere Bruchfläche zeigt im Querschnitt die mediane Naht zwischen den beiden Prämaxillaria und auch die lateralen Nähte mit den Maxillaria.

Maxillaria: Die erhaltenen Teile der Maxillaria sind langgestreckt, mit sehr leicht wellenformigen Randern (bedingt durch das schwache laterale Vorspringen der Alveolar-

ränder). Sie sind ziemlich abgeplattet, und fast so breit (25 mm) wie hoch (28 mm). Daher ist die gesamte Breite der Schnauze deutlich größer als ihre Höhe (siehe oben). Die dorsale Oberfläche der Maxillaria trägt eine schlecht erhaltene Skulptur von unregelmäßigen, seichten Längsfurchen, die erst oberhalb der Alveolarränder aufhören. Ventral ist der Gaumen ein wenig nach unten konvex. Seine Breite bleibt mit ungefähr 40 mm zwischen den Alveolarreihen ziemlich konstant.

Der erste Alveolus in jedem Maxillare ist klein, mit einem Durchmesser von 8 mm. Seine Öffnung liegt höher als die der anderen Alveolen. Die folgenden Alveoli haben fast gleiche Durchmesser von ungefähr 12 mm; sie öffnen sich nach vorn und unten. Die Ränder der Öffnungen ragen nur ein wenig nach der Seite, nicht nach unten, hervor. Auch die Abstände zwischen den Alveolen sind mehr oder minder gleich (ca. 10 mm).

Die Zähne sind meist verloren gegangen. Es steckt aber noch ein schlecht erhaltener Zahn im 4. linken Alveolus. Sein Querschnitt ist oval, und seine Spitze ist weggebrochen. Im 8. linken Alveolus wird der Apex eines sehr spitzigen Ersatzzahnes mit schwarzem Schmelz sichtbar, der in einem gebrochenen Zahn mit ovalem Querschnitt steckt.

Der Querschnitt der Maxillaria zeigt keine bemerkenswerte Besonderheit. Es gibt oberhalb der Alveoli kleine Hohlräume. Die Alveoli sind vom Nasalgang nur durch sehr dünne Wände getrennt. Der Nasalgang ist breiter (36 mm) als hoch (26 mm), und von subtrapezoidalem Querschnitt.

Nasalia: Nur die vordersten Extremitäten der Nasalia sind erhalten. Sie bilden eine einzige schmale mediane Spitze, die zwischen den lateralen hinteren Teilen der Prämaxillaria sich einfügt und so die Höhe der 7. Alveoli erreicht. Hinten ist das linke Maxillare medial ausgebrochen, so daß Teile des linken Nasale, die normalerweise an der Oberfläche nicht sichtbar sind, beobachtet werden können. Das Nasale bildet hier einen Winkel, und so entsteht eine nach oben geöffnete Längsrinne, in der das Maxillare sich „verankert". Ganz vorne liegt darin auch das Prämaxillare. Die beiden Nasalia sind durch eine gut sichtbare Naht getrennt.

Systematische Stellung

Das Schnauzenstück aus Saal an der Donau gehörte offensichtlich zu einem lang- und schmalschnauzigen Krokodilier, der besonders durch die Beziehungen der Prämaxillaria mit den umliegenden Knochen, Maxillaria und Nasalia, sich kennzeichnen läßt. Natürlich kommen daher die langschnauzigen Krokodilier, bei denen die Nasalia mit den Prämaxillaria nicht in Berührung kommen, wie die Teleosauridae und die Metriorhynchidae des Mesozoikums sowie die modernen indischen Gavialidae nicht in Betracht, weil bei unserem Fossil ein langer deutlicher Kontakt zwischen diesen Knochen vorhanden ist. Ein solcher Kontakt kommt unter den langschnauzigen Eusuchiern bei den Crocodylidae (die jedoch noch eine verhältnismäßig wenig verlängerte Schnauze haben), bei den primitiven Gavialiden des Tertiärs und bei longirostrinen Formen der obersten Kreide (*Thoracosaurus*), deren Verwandtschaften noch ziemlich unklar sind, vor (gute Darstellungen der Verhältnisse bei fossilen und rezenten Eusuchiern bei Gürich 1912). Bei diesen Eusuchiern ist jedoch die Einschnürung an der Grenze zwischen Maxillaria und Prämaxillaria deutlich stärker ausgeprägt als bei dem bayerischen Fund, und der hintere Rand der Nasenöffnung ist anders gestaltet.

Auch unter den Mesosuchia gibt es langschnauzige Formen mit einem Kontakt zwischen den Prämaxillaria und den Nasalia. Bei den Dyrosauridae, die in der obersten Kreide und dem Alttertiär vorkommen, ist diese Berührung vorhanden. Die Schnauze ist aber nicht so niedrig wie bei unserem Fundstück, die Nasenöffnung ist schmaler und die Vorsprünge der Alveolarränder sind mehr ausgeprägt.

Mit einer anderen Familie der Mesosuchier, den Pholidosauridae, hat aber der Fund aus Saal an der Donau große Ähnlichkeiten. Vergleiche mit dem oberjurassischen und unterkretazischen *Pholidosaurus*, der aus England und Deutschland bekannt ist, sind nicht sehr leicht, weil der vordere Teil der Schnauze im verfügbaren Material ungenügend dokumentiert ist. Das von Koken (1887, Taf. 2, Fig. 4) abgebildete Schnauzenstück zeigt aber, daß die Beziehungen zwischen den Pramaxillaria und den Nasalia ähnlich denjenigen bei dem bayerischen Fund waren. Auch bei dem riesigen Pholidosauriden, *Sarcosuchus* de Broin & Taquet aus der Unterkreide von Afrika und Südamerika, findet sich diese Anordnung. Die bedeutsamsten Übereinstimmungen bestehen jedoch mit der Gattung *Teleorhinus*, die durch einige Arten aus der mittleren Kreide von Nordamerika vertreten ist (siehe unten). Bei *Teleorhinus* ist die sehr lange schmale Schnauze dorsoventral abgeplattet, die Nasenöffnung ist breit, die Pramaxillaria bilden sehr lange hintere Spitzen, die an beiden Seiten der von den Nasalia gebildeten medianen Spitze sich erstrecken; auch die ventralen hinteren Prozesse der Prämaxillaria sind gut entwickelt (Erickson 1969). Der vordere, zahntragende Teil der Prämaxillaria von *Teleorhinus* (wie auch derjenige von *Pholidosaurus* und *Sarcosuchus)* bildet einen bemerkenswerten, nach unten gerichteten, ziemlich breiten, transversalen „Schnabel". Am Fund von Saal an der Donau wurde leider dieser Teil der Schnauze weggebrochen. Doch sind die Ähnlichkeiten sicher ausreichend, um den bayerischen Krokodilier der Gattung *Teleorhinus* zuzuschreiben.

Drei nordamerikanische Arten von *Teleorhinus* sind beschrieben worden: *T. browni* Osborn, 1904 und *T. robustus* Mook, 1934 aus Montana und *T. mesabiensis* Erickson, 1969 aus der Coleraine Formation von Minnesota. *Teleorhinus robustus* und *T. mesabiensis* sind kräftige Arten, die deutlich größer und robuster als die bayerische Form sind. Die Ränder der Alveoli springen bei diesen beiden amerikanischen Vertretern von *Teleorhinus* auch deutlicher als beim Fund von Saal vor, und die dorsalen Spitzen der Prämaxillaria scheinen in *T. robustus* weiter nach hinten (bis zur Höhe der 10. Maxillarzähne) zu reichen (Mook 1934), während bei *T. mesabiensis* diese Spitzen nach Erickson (1969) viel kürzer sind, und nur bis zur Höhe der 5. Maxillarzähne reichen (ihre hinteren Enden sind aber an diesem Exemplar nicht erhalten).

Zwischen dem Typus von *Teleorhinus browni*, der von Osborn (1904) und Mook (1933) kurz beschrieben worden ist, und dem bayerischen *Teleorhinus* besteht aber eine fast völlige Übereinstimmung. Die Proportionen sind ganz ähnlich, und selbst die Maße sind fast identisch. Die Prämaxillaria von *T. browni* aus Montana reichen jedoch nach hinten anscheinend nur bis zur Höhe des Zwischenraumes zwischen dem 7. und 8. Maxillarzahn, die des bayerischen Krokodiliers aber bis zur Höhe des 9. Zahnes. Vielleicht ist jedoch dieser Unterschied nicht sehr wichtig, weil individuelle Variation dafür verantwortlich sein kann. Außerdem ist der Typus von *Teleorhinus browni* in den Einzelheiten nicht sehr gut erhalten, so daß die Zahl der Alveoli nur schwer festzustellen ist. Nach der Beschreibung Mooks (1933) reichen am Gaumen des Typus von *T. browni* die ventralen Spitzen der Prämaxillaria bis zur Höhe der 4. Maxillarzähne. Schon die von diesem Autor veröffentlichte Abbildung zeigt aber, daß sie in Wirklichkeit bis zu einer kurzen Di-

stanz hinter den 2. Zähnen, nicht aber bis zur Höhe der 3. Alveolen wie bei *T. mesabiensis* reichen. Sie sind also nur ein wenig länger als beim bayerischen Exemplar. Auch dieser Unterschied dürfte unbedeutend sein.

Der Fund aus Saal an der Donau ist leider selbstverständlich zu unvollkommen, um eine sehr genaue Bestimmung zu ermöglichen. Die großen Übereinstimmungen mit *Teleorhinus browni* sind auffallend; der Vergleich ist aber für manche wichtigen Teile des Schädels unmöglich. Vielleicht würde die Entdeckung von vollkommeneren Exemplaren

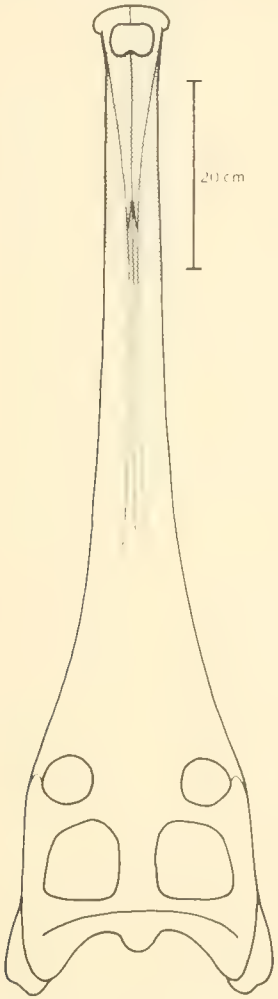


Abb. 2: Schematische Rekonstruktion des Schädels von *Teleorhinus* cf. *browni* aus dem Regensburger Grünsandstein (Obercenoman) von Saal a. d. Donau (Bayern). Der Teil der Schnauze, der dem Fund aus Saal a. d. Donau entspricht, ist punktiert. Der Schädel ist in Anlehnung an das von Mook (1933) abgebildete Typusexemplar von *T. browni* aus der mittleren Kreide von Montana rekonstruiert worden.

der bayerischen Form Unterschiede zeigen, die am vorliegenden Bruchstück nicht sichtbar sind. Daher läßt sich eine mögliche völlige Identität nicht nachweisen, und wir werden den bayerischen Vertreter von *Teleorhinus* als *Teleorhinus* cf. *browni* bezeichnen.

Der hier abgebildete (Abb. 2) Rekonstruktionsversuch des Schädels des Krokodiliers von Saal a. d. Donau ist daher in Anlehnung an den Schädel von *Teleorhinus browni* aus Montana ausgeführt worden. Der Schädel war ursprünglich höchstwahrscheinlich mehr als 1 m lang.

Die Bedeutung des Krokodilierfundes von Saal an der Donau

Die Krokodilier sind im mittleren Teil der Kreide Europas schlecht und vor allem durch sehr bruchstückhafte Reste vertreten (Buffetaut 1979). Der Fund aus Saal an der Donau ist der erste relativ gut bestimmbare Krokodilierrest aus dem Cenoman von Europa und besitzt daher eine gewisse Wichtigkeit. Bisher wurden von Seeley (1874, 1876) als *Crocodilus cantabrigiensis* und *C. iceniens* einige procöle Wirbel aus dem Cambridge Greensand (nach Hart 1973 Cenoman) beschrieben, die jedoch nur als Eusuchia indet. betrachtet werden konnen. Die Mesosuchia sind durch isolierte amphicöle Wirbel aus dem Cenoman von Nordfrankreich (Sauvage 1908–1909) und von Normandie und Lothringen (Buffetaut 1979), die möglicherweise den Pholidosauriden bzw. den Goniopholididen angehören, vertreten. Sauvage (1897–1898) hat auch einen Unterkieferrest aus dem Cenoman von Portugal dem Goniopholididen *Oweniasuchus* Woodward, 1885 zugeschrieben. Zudem ist ein Unterkieferstuck eines langschnauzigen Krokodiliers, das leider zu unvollkommen ist, um eine genaue Bestimmung zu gestatten, aus dem portugiesischen Cenoman von Buffetaut & Lauverjat (1978) beschrieben worden. Auch in Bayern hat schon Dacqué (1939), wie oben erwähnt, einige Knochenreste aus dem Regensburger Grünsandstein als „Crocodilia indet." bekannt gemacht. Es handelt sich um ein mogliches Unterkieferstuck, einige unbestimmte skulptierte Knochen und zwei große Wirbel, die denjenigen von Thalattosuchiern ahnelten. Leider ist dieses nicht abgebildete Material heute nicht mehr auffindbar, so daß genaue Vergleiche nicht moglich sind. Ob diese Stucke vielleicht zur gleichen Form wie das Oberkieferfragment aus Saal a. d. Donau gehorten, muß unsicher bleiben. Die Beschreibung der Wirbel zeigt nur, daß sie von einem Mesosuchier stammten.

Vergleiche zwischen dem *Teleorhinus* aus Saal a. d. Donau und den anderen Krokodilierfunden aus der mittleren Kreide Europas sind offensichtlich wenig aussagekräftig. Die große Ähnlichkeit des bayerischen Fundes mit den marinen Pholidosauriden der Kreide Nordamerikas sind aber aufschlußreich.

Die drei nordamerikanischen Arten von *Teleorhinus* stammen aus Ablagerungen eines Meeres, das sich während der Kreide im Inneren von Nordamerika vom Golf von Mexiko bis zum arktischen Ozean erstreckte. Die Coleraine Formation von Minnesota, die *Teleorhinus mesabiensis* geliefert hat, entspricht nach Cobban & Reeside (1952) wahrscheinlich dem Cenoman. Das Alter der Funde von *Teleorhinus browni* und *T. robustus* aus Montana ist aber nicht sehr klar. Nach Osborn (1904) und Mook (1933, 1934) stammen diese Exemplare von Fundorten in den „Benton shales", einige Meilen östlich und süd-östlich von Pryor in Süd-Montana. Die „Benton Group" wird heute in verschiedene „formations" (nach Kauffman 1975: Belle Fourche, Graneros, Greenhorn

und Carlile) gegliedert, die dem Cenoman und dem Turon entsprechen. Zur Zeit Osborns war aber die Definition dieses stratigraphischen Abschnitts nicht so genau, und ältere Schichten waren darin eingeschlossen, die heute der unteren Kreide zugeordnet werden (siehe LUPTON 1916). Wir verdanken Herrn Dr. Wann Langston, Jr. (Texas Memorial Museum, Austin) und Herrn Dr. W. A. Cobban (U. S. Geological Survey, Boulder) nützliche Angaben über die wahrscheinliche geologische Herkunft der *Teleorhinus*-Funde aus Montana: nach der geologischen Karte von THOM et al. (1935) zu schließen, stammen die Exemplare von *Teleorhinus robustus* und einer der Funde von *T. browni*

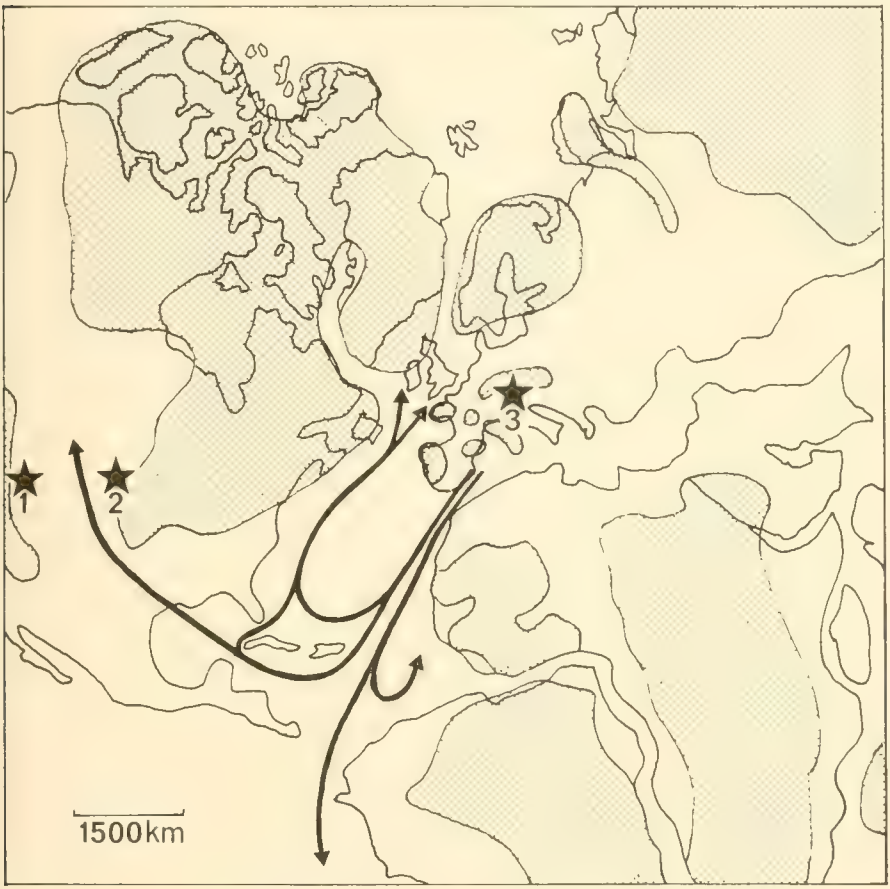


Abb. 3: Geographische Verbreitung der Gattung *Teleorhinus* (schwarze Sterne). 1: *Teleorhinus browni* OSBORN, 1904 und *Teleorhinus robustus* MOOK, 1934 aus Montana (wahrscheinlich Oberalb); 2: *Teleorhinus mesabiensis* ERICKSON, 1969 aus der Coleraine Formation von Minnesota (Cenoman); 3: *Teleorhinus* cf. *browni* aus dem Regensburger Grünsandstein von Bayern (Obercenoman). Lage der Kontinente und Verteilung der Meere und Länder (punktiert) nach KAUFFMAN (1975), verändert. Die Pfeile bezeichnen die Meeresströmungen, die die transatlantische Verbreitung von marinen Tieren begünstigten (ebenfalls nach KAUFFMAN, 1975).

aus dem oberen Teil des Thermopolis shale. Die Lage des Fundortes des Typus von *T. browni* ist aber unklar. Nach Herrn Dr. Cobban (persönliche Mitteilung an Herrn Dr. Langston), „the upper part of the Thermopolis shale lies somewhere near the Albian-Cenomanian boundary, although it is usually considered late Albian". Hier kann auch erwähnt werden, daß es im National Museum of Natural History (Washington, D. C.) einige unbeschriebene Reste eines langschnauzigen Mesosuchiers gibt, die im Thermopolis shale von Montana („Northern Big Horn basin") gefunden worden sind und die höchstwahrscheinlich der Gattung *Teleorhinus* angehören. Es scheint daher, daß die Exemplare von *T. browni* und *T. robustus* aus Montana aus dem obersten Teil der unteren Kreide (oberem Alb) oder der Gegend der Alb-Cenoman-Grenze stammen. Sie würden denn etwas älter als der *Teleorhinus* cf. *browni* aus Bayern sein.

Die Bedeutung des Krokodilierfundes aus Saal a. d. Donau liegt also hauptsächlich in der Tatsache, daß es sich um den ersten Nachweis des Vorkommens der Gattung *Teleorhinus* außerhalb Nordamerikas handelt. Wie schon oben erwähnt, stammen alle bekannten Reste von *Teleorhinus* aus marinen Ablagerungen. Die älteren Pholidosauriden, wie z. B. *Pholidosaurus* und *Sarcosuchus*, waren Süßwassertiere. Es scheint aber, daß *Teleorhinus* ohne tiefgreifende morphologische Veränderungen an die marine Lebensweise angepaßt war. Die Langschnauzigkeit, die bei *Teleorhinus browni* besonders ausgeprägt ist und wahrscheinlich einer fischfressenden Lebensweise entspricht, und die Gestalt des niedrigen hinteren Teils des Schädels mit erhöhten Orbitalrändern und großen subquadratischen supratemporalen Fenstern, erinnert an die heutigen Gavialiden. Das postkraniale Skelett, das bei den Exemplaren aus Montana zum Teil bekannt, aber unbeschrieben geblieben ist, war nicht so stark wie bei den ausgesprochen marinen Teleosauridae und Metriorhynchidae umgestaltet; insbesondere die Gelenkflächen der Zygapophysen der Wirbel sind wie bei den üblichen, „normalen" Krokodiliern schräg, nicht wie bei diesen spezialisierten Mesosuchiern fast senkrecht (siehe KREBS 1962) orientiert, und die Gliedmaßen von *Teleorhinus* sind kräftiger. Wahrscheinlich bewegte sich *Teleorhinus* wie die modernen Krokodilier durch laterale Wellenbewegungen der Wirbelsäule. Die gavialartige Gestalt des Schädels ist aber vermutlich keine Anpassung an ein schnelles Schwimmen.

Die weite geographische Verbreitung der Arten von *Teleorhinus* von Nordamerika bis Europa zeigt, daß gute marine Verbindungen zwischen diesen Gebieten in der mittleren Kreide vorhanden waren, da anders die Wanderungen von solchen Krokodiliern nur schwer erklärbar sind. Nach heutigen paläogeographischen Rekonstruktionen, wie z. B. der von KAUFFMAN (1975, siehe Abb. 3), waren Nordamerika und Europa im Cenoman noch nicht durch den nordatlantischen Ozean getrennt. Die Distanz zwischen Bayern und dem Meer des zentralen Nordamerika war jedoch groß (ca. 7500 km). Es gab aber eine leichte marine Verbindung zwischen diesen Gebieten über den zentralen Teil des damaligen atlantischen Ozeans. Nach KAUFFMAN (1975) wurde die transatlantische Verbreitung von marinen Tieren durch Meeresströmungen erleichtert. Die paläogeographische Situation zur Zeit der mittleren Kreide und die vermutliche Lebensweise von *Teleorhinus* erklären daher das ziemlich große Verbreitungsgebiet dieses Krokodiliers.

Danksagung

Die Beobachtungen an den nordamerikanischen Exemplaren von *Teleorhinus* sind von Eric Buffetaut 1977 dank eines NATO-Stipendium gemacht worden. Den folgenden amerikanischen Kollegen sei hier für die Erlaubnis, dieses Material zu studieren, gedankt: E. Gaffney (New York), B. R. Erickson (Saint Paul), S. T. Hussain und R. Emry (Washington, D. C.). Für Hinweise zur Geologie der Fundstelle Saal a. d. Donau danken wir Herrn Prof. Dr. D. Herm und Herrn cand. geol. H. Fetzer, München. Die photographischen Aufnahmen fertigte Herr F. Höck.

Schriftenverzeichnis

Buffetaut, E. (1979): A propos d'une vertèbre de Crocodilien mésosuchien du Cénomanien du Pays d'Auge (Normandie): un aperçu sur les Crocodiliens de la partie moyenne du Crétacé en Europe. – Bull. Soc. Géol. Normandie, **66** (4): 69–75, 1 Abb.; Le Havre.

Buffetaut, E. & Lauverjat, J. (1978): Un Crocodilien d'un type particulier dans le Cénomanien de Nazaré (Portugal). – C. R. Soc. Géol. France, **2:** 79–82, 1 Abb.; Paris.

Cobban, W. A. & Reeside, J. B. (1952): Correlation of the Cretaceous formations of the western interior of the United States. – Bull. Geol. Soc. America, **63:** 1011–1044, 2 Abb., 1 Taf.; New York.

Dacqué, E. (1939): Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide (mit Ausschluß der Spongien und Bryozoen). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., N. F., **45:** 218 S., 17 Taf.; München.

Erickson, B. R. (1969): A new species of crocodile, *Teleorhinus mesabiensis,* from the Iron Range Cretaceous. – Scient. Publ. Sci. Mus. Minnesota, n. s., **1** (4): 8 S., 1 Abb., 3 Taf.; Saint Paul.

Gürich, G. (1912): *Gryposuchus Jessei,* ein neues schmalschnauziges Krokodil aus den jüngeren Ablagerungen des oberen Amazonas-Gebietes. – Jb. Hamburg. Wiss. Anst., **29** (1911): 60–71 (Beiheft 4), 2 Taf.; Hamburg.

Hart, M. B. (1973): Foraminiferal evidence for the age of the Cambridge Greensand. – Proc. Geol. Assoc., **84** (1): 65–82, 5 Abb.; London.

Herm, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – In „Kreide Europas", IUGS ser. A, **6:** 85–106, 2 Abb.; Stuttgart.

Kauffman, E. G. (1975): Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the western interior. – In „The Cretaceous system in the western interior of North America", Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, **13:** 163–194, 4 Abb.; Waterloo.

Koken, E. (1887): Die Dinosaurier, Crocodiliden und Sauropterygier des norddeutschen Wealden. – Paläont. Abh., **3** (5): 309–419, 30 Abb., 9 Taf.; Berlin.

Krebs, B. (1962): Ein *Steneosaurus*-Rest aus dem Oberen Jura von Dielsdorf, Kt. Zürich, Schweiz. – Schweiz. Paläont. Abh., **79:** 1–28, 7 Abb., 2 Taf.; Basel.

Lupton, C. T. (1916): Oil and gas near Basin, Big Horn county, Wyoming. – U. S. Geol. Surv. Bull., **621**-L: 155–190, 2 Taf.; Washington.

Mook, C. C. (1933): Skull characters of *Teleorhinus browni* Osborn. – Am. Mus. Nov., **602:** 6 S., 2 Abb.; New York.

Mook, C. C. (1934): A new species of *Teleorhinus* from the Benton shales. – Am. Mus. Nov., **702:** 11 S., 4 Abb.; New York.

Osborn, H. F. (1904): *Teleorhinus browni.* A teleosaur in the Fort Benton. – Bull. Am Mus. Nat. Hist., **20:** 239–240; New York.

SAUVAGE, H. E. (1897–1898): Vertébrés fossiles du Portugal. Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique. – Dir. Trav. Géol. Portugal, Mémoires, 47 S., 10 Taf.; Lissabon.

SAUVAGE, H. E. (1908–1909): Les reptiles trouvés dans le Gault du Boulonnais. – Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer, **8:** 368–377, 1 Abb.; Boulogne-sur-Mer.

SEELEY, H. G. (1874): On cervical and dorsal vertebrae of *Crocodilus cantabrigiensis* from the Cambridge Upper Greensand. – Q. J. Geol. Soc. London, **30:** 693–695, 1 Abb.; London.

SEELEY, H. G. (1876): On *Crocodilus icenicus* (Seeley), a second and larger species of crocodile from the Cambridge Upper Greensand, contained in the Woodwardian Museum of the University of Cambridge. – Q. J. Geol. Soc. London, **32:** 437–439; London.

THOM, W. T., HALL, G. M., WEGEMANN, C. H. & MOULTON, G. F. (1935): Geology of Big Horn County and the Crow Indian Reservation. – U. S. Geol. Surv. Bull., **856:** 200 S., 13 Abb., 13 Taf.; Washington.

TILLMANN, H. (1964): Kreide. – In „Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 :500 000", 2. Aufl., 141–161, Abb. 24–27; München.

Tafelerläuterungen

Tafel 8

Oberkieferstück von *Teleorhinus* cf. *browni* OSBORN, 1904, Regensburger Grünsandstein, Obercenoman, Saal a. d. Donau. Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, Inv. Nr. 1977 I 39.

A: Ventralansicht, B: linke Lateralansicht, C: Dorsalansicht, D: Querschnitt in Höhe der 6. Alveoli. A, B, C: × 0,5; D: × 1,5.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 95–112 | München, 15. 12. 1980

Flugsaurierreste aus der Gosau-Kreide von Muthmannsdorf (Niederösterreich) – ein Beitrag zur Kiefermechanik der Pterosaurier

Von Peter Wellnhofer*)

Mit 10 Abbildungen

Kurzfassung

Aus den kohleflözführenden Schichten der Gosau-Kreide (Campan) von Muthmannsdorf (N. Ö.) werden Flugfingerglieder und ein Humerus von *Ornithocheirus* sp. sowie ein Articulare von *Ornithocheirus bunzeli* Seeley neu beschrieben. Die besondere Konstruktion des Unterkiefergelenks, wie sie auch bei *Pteranodon* anzutreffen ist, läßt ein weites Aufklappen des Schnabels zu, was mit einer Spreizung der Unterkieferaste verbunden ist. Es wird angenommen, daß diese piscivoren Flugsaurier dank ihrer starken Adduktor-Muskulatur bei weit geöffnetem Schnabel mit der Unterkieferspitze das Wasser durchpflügen und so Beute aus dem Wasser fischen konnten.

Abstract

Pterosaurian remains from the Upper Cretaceous („Gosau", Campanian) coal-bearing sediments of Muthmannsdorf (Lower Austria) consisting of wing phalanges, a humerus and an articular bone are described as *Ornithocheirus* sp. and *Ornithocheirus bunzeli* Seeley. The peculiarity of the articulation of the lower jaw, to be seen also in *Pteranodon*, points to the ability of a wide opening of the beak, while increasing the distance of the mandible rami. It is suggested that these piscivorous pterosaurs – owing to their strong adductor musculature – were able to plough the sea level with the tips of their lower jaws in order to catch prey while flying closely over the water.

*) Dr. P. Wellnhofer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Einleitung

Von Emanuel Bunzel (1871) stammt die erste Bearbeitung der „Reptilienfauna der Gosau Formation in der Neuen Welt bei Wiener Neustadt". Er berichtet über die Fundumstände, daß im Jahre 1859 Professor Suess auf den Halden des dortigen Kohlebergwerkes „auf der Felbering" (bei Muthmannsdorf) Süßwassermollusken fand und Herr Stolizeka „gleichzeitig in einem Kohlenfragmente einen kleinen Zahn entdeckte, welcher auffallend an die Zahnform von *Iguanodon* erinnerte". Gezielte Nachforschungen erbrachten in der Folgezeit „in den Mergellagen des Hangendflözes" eine dünne Lage mit weiteren Knochenresten, die nun die Grundlage der Arbeit Bunzels bildeten. Er wies das durchwegs bruchstückhafte Material den Krokodilen, Dinosauriern, Lacertiliern und Schildkröten zu.

Seeley (1881) unterzog die von Bunzel beschriebene Fauna einer kritischen Revision und wies neben Dinosauriern, Krokodilen, Schildkröten und Lacertiliern auch Pterosaurier nach. Seeleys Liste der Reptilienfauna der Gosau von Muthmannsdorf enthält folgende Arten:

Dinosaurier

Mochlodon suessii (Bunzel)
Struthiosaurus austriacus Bunzel
Crataeomys lepidophorus Seeley
Megalosaurus pannoniensis Seeley
Ornithomerus gracilis Seeley
Dorathodon carcharidens (Bunzel)
Rhadinosaurus alcimus Seeley
Hoplosaurus ischyrus (Seeley)

Krokodile

Crocodilus proavus Seeley

Schildkröten

Pleuropeltus suessii Seeley
Emys neumayri Seeley

Lacertilier

Araeosaurus gracilis Seeley

Pterosaurier

Ornithocheirus bünzeli Seeley (emend.: *O. bunzeli*)

Von Interesse ist nun hier die zuletzt genannte Flugsaurierart, *Ornithocheirus bunzeli*. Seeley rechnete zu den Flugsauriern kleine Stücke von Schaftknochen und Fragmente von Flugphalangen. Er erwähnt, daß die Knochenwandstärke etwas dicker sei als bei englischen Stücken. Er zählte hierzu weiters das proximale Ende eines Humerus, des-

sen dünne Knochenwand ihm eine zweite Art anzudeuten schien. Diese Stücke waren von Bunzel nicht berücksichtigt worden.

Für allein bedeutsam hält Seeley aber nur das Articulare eines Unterkiefers, welches Bunzel (1871: 14, Taf. 6, Fig. 6–7) als *Lacerta* sp. bestimmt hatte. Für dieses Stück allein ist der Name *Ornithocheirus bunzeli* anzuwenden.

Schließlich hat F. Nopcsa (1926) die „Reptilien der Gosau in neuer Beleuchtung" betrachtet. Er gab hierzu folgende Liste:

Dinosaurier

Rhabdodon (Iguanodontidae, Ornithopoda)
Struthiosaurus (Ankylosauria)
Megalosaurus (Carnosauria)

Krokodile

Crocodylus proavus Seeley
Doratodon (Goniopholidae)

Lacertilier

Araeosaurus

Schildkröten

Emys neumayeri Seeley

Pterosaurier

Ornithocheirus (?)

Neuerdings hat Buffetaut (1979) die Krokodilier der Gosauschichten Österreichs untersucht. Bei den von Bunzel (1871) beschriebenen Krokodilierresten von Muthmannsdorf handelt es sich demnach um den Mesosuchier *Doratodon carcharidens* (Bunzel) und um Reste von Alligatoridae indet. „*Crocodylus proavus*" von Seeley (1881) auf procöle Wirbel und Röhrenknochen begründet, ist als Nomen dubium zu betrachten.

Nopcsa (1926: 522) bezieht sich bei der Besprechung des *Ornithocheirus* nur auf das Articulare, also das von Bunzel (1871) als *Lacerta* sp. abgebildete Stück und bemerkt lediglich, daß Seeley dessen Pterosauriernatur richtig erkannt habe.

Ganz im Gegensatz zu England, wo verschiedene Kreide-Lokalitäten zahlreiche Flugsaurierreste geliefert haben, blieben Funde kretazischer Pterosaurier auf dem europäischen Festland sehr selten. Wir kennen von hier bisher nur einen fraglichen Halswirbel und Zähne von cf. *Ornithocheirus sedgwicki* (Owen) aus dem Gault des Pariser Beckens (Sauvage 1882), das distale Ende eines Flugfingermetacarpale von „*Ornithocheirus*" *hilsensis* Koken aus dem Neokom von Hannover (Koken 1883), welches allerdings von O. Meyer (1884) für die Phalange eines carnivoren Dinosauriers gehalten wurde, sowie schließlich einige Flügelknochen von *Ornithocheirus hlavatschi* (Fritsch) aus dem Turon von Böhmen (Fritsch & Bayer 1905).

Dem Nachweis von Pterosauriern in der Gosauformation von Niederösterreich kommt somit nicht nur lokale Bedeutung zu. Darüberhinaus liegt hier als seltener Fall ein unverdrücktes Articulare mit vollständig erhaltener Gelenkfläche vor. Es lassen sich deshalb Rückschlüsse auf die Kiefermechanik und die Lebensweise dieser Flugsaurier ziehen. Der Pterosaurierhumerus von Muthmannsdorf wird hier erstmals abgebildet.

Für die Erlaubnis, das Material untersuchen und aus der Sammlung des Paläontologischen Instituts der Universität Wien entleihen zu können, bin ich Herrn Prof. Dr. E. Thenius sehr zu Dank verpflichtet, ebenso Herrn Prof. Dr. F. Steininger und Herrn Doz. Dr. G. Rabeder. Für die Möglichkeit, ein Articulare und Quadratum von *Pteranodon* sp. aus der Sammlung des Yale Peabody Museums, New Haven, leihweise erhalten zu können, gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. John H. Ostrom. Ebenso danke ich Frau Dr. Angela Milner für die Ausleihe von *Ornithocheirus*-Material aus dem British Museum of Natural History in London und Frau Dr. France de Broin für Material-Ausleihe aus dem Muséum National d'Histoire Naturelle in Paris. Für weitere Unterstützung und zahlreiche Diskussionen geht mein Dank an Dr. C. Walker und Dr. C. Patterson, London, Dr. L. D. Martin und K. Wetstone, Lawrence, Kansas, Prof. Dr. W. A. Clemens, Berkeley, Dr. E. Buffetaut, Paris, Prof. Dr. D. Herm, Prof. Dr. W. Jung, Dr. J. Reichholf und Dipl.-Geol. H. H. Schleich, München.

Fundschicht

Seit Beginn des 19. Jahrhunderts wurde im Grünbacher Kohlenrevier Steinkohle gefördert. Die 8–10 abbauwürdigen 0,5–2,5 m mächtigen Flöze waren bis in 1100 m Tiefe verfolgt worden. Im Jahre 1965 wurde die Förderung eingestellt (Thenius 1974; Tollmann 1976).

Schon Paul (1871) erwähnt, daß in den kohleführenden Mergeln des Konstantinstollens (etwa 2 km nordwestlich von Muthmannsdorf) häufig „Reste eines großen Wirbelthieres" gefunden wurden. Es dürfte sich hierbei um die Saurierknochen gehandelt haben, die Bunzel (1871) vorlagen.

Nach Plöchinger (1961) kann die Schichtfolge der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt vom Hangenden zum Liegenden folgendermaßen untergliedert werden:

Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän)
Inoceramenschichten (Maastricht)
Kohleflöztührende Serie mit tonigen Mergeln und Sandsteinen und Actaeonellenkalken (Campan) (Aus dieser Serie stammen die Wirbeltierreste.)
Basiskonglomerate und -breccien bzw. Hippuriten- und Brachiopodenkalke (Ober-Santon)

Nach Thenius (1974: 135) besteht die Kohleserie des Campan aus rein marinen bis limnisch beeinflußten Sedimenten: Konglomerate, Schiefertone, Tonmergel und Sandsteine. Die „Actaeonellen"-Kalke (mit der Gattung *Trochactaeon*) zeigen dabei brachyhalin-brackisches bis limnisches Milieu an, was auch durch Kalkalgen (Charophyten) bestätigt wird. Die Kohleflöze liegen in den Schiefertonen, die ihrerseits eine reiche Flora geliefert haben: Farne, Coniferen (*Gemtzia*), Schraubenbäume (*Pandanus*) und Palmen (*„Flabellaria"*). Zusammen mit Dinosauriern, Krokodilen, Wasserschildkröten und Flugsauriern kann auf ein damals tropisches Klima geschlossen werden. Diese Aestuarsedimente werden im Hangenden wieder von rein marinen Ablagerungen abgelöst.

Beschreibung der Pterosaurier

Pterodactyloidea Plieninger 1901
Ornithocheiridae Seeley 1870

Ornithocheirus sp.
Abb. 1

Flugphalangen: Paläont. Inst. Univ. Wien, UWPI 2349/103. Es liegen fünf größere und sechs kleinere Knochenbruchstücke von 1–6 cm Länge vor, die als Pterosaurierflugfingerglieder angesprochen werden können. Trotz der Verdruckung läßt sich erkennen, daß ihr Querschnitt gerundet war, es sich somit um Pterodactyloidea und nicht um Rhamphorhynchoidea handelt, die ohnehin in der höheren Kreide nicht mehr zu erwarten gewesen wären.

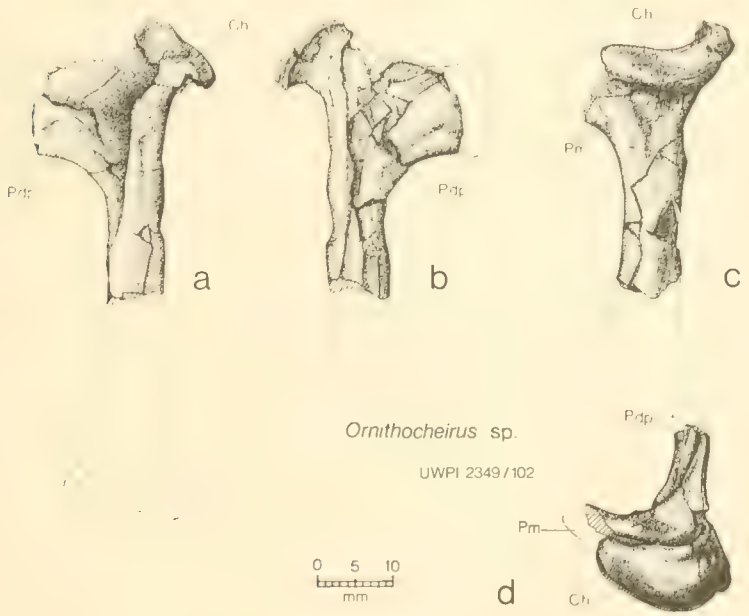


Abb. 1: *Ornithocheirus* sp., proximale Hälfte des rechten Humerus, Gosaukreide (Campan), Muthmannsdorf, Neue Welt, Niederösterreich. Paläont. Inst. Univ. Wien, Nr. UWPI 2349/102. a. Ansicht von medial, b. von lateral, c. von dorsal, d. von proximal. Abkürzungen: Ch Caput humeri, Pdp Processus deltopectoralis, Pm Processus medialis. Natürliche Größe.

Der Schaftdurchmesser beträgt beim kleinsten Stück 6 mm, beim größten bis zu 14 mm. Hier ist auch die Knochenwand mit über 2 mm stärker als bei den übrigen Exemplaren. Nur bei einem Fragment ist ein Gelenkende in seiner typischen stumpfen Form erhalten.

Die Knochenreste sind nicht näher bestimmbar. Auch lassen sich die Längen der einzelnen Phalangen nicht rekonstruieren. Es ist anzunehmen, daß es sich um Reste verschiedener Individuen unterschiedlichen Alters, vielleicht auch verschiedener Arten handelt.

Humerus: Paläont. Inst. Univ. Wien, UWPI 2349/102. Es liegt die proximale Hälfte eines rechten Humerus vor. Der Knochen ist vielfach zerbrochen und etwas verdrückt (Abb. 1a–d). Die räumliche Anordnung von Processus deltopectoralis und medialis sowie des Caput humeri ist jedoch erhalten geblieben. Die Knochenwandstärke ist mit 0,7 mm relativ gering, der Schaft ist hohl. Der Processus medialis ist weitgehend weggebrochen und auch der äußere Rand des Deltopectoralfortsatzes fehlt. Lediglich die weit ausladende sattelförmige Gelenkfläche des Caput humeri ist nahezu vollständig erhalten.

Der Processus deltopectoralis setzt ziemlich hoch und rechtwinkelig am Schaft an und ist sehr breit. Darin unterscheidet sich dieser Humerus von *Pteranodon* und *Nyctosaurus* aus der Oberkreide von Nordamerika, aber auch von dem etwas größeren Humerus von *Ornithocheirus hlavatschi* (Fritsch) aus dem Turon von Böhmen (Fritsch & Bayer 1905: Taf. 8, Fig. 1–2). Gute Übereinstimmung ergibt sich indes mit einem auch in der Größe ähnlichen proximalen Humerusende aus dem Upper Greensand von Cambridge, welches Owen (1859: Taf. 3, Fig. 14–15) als *Ornithocheirus* sp. beschrieben hat.

Die Gesamtlänge des vorliegenden Humerus läßt sich mit ungefähr 65 mm rekonstruieren. Daraus kann auf einen Flugsaurier mit einer Spannweite von 150–175 cm geschlossen werden. In diese Größenordnung passen auch die größeren Flugphalangenbruchstücke.

Ornithocheirus bunzeli Seeley 1881

Abb. 2

1871 *Lacerta* sp. – Bunzel, S. 14, Taf. 6, Fig. 6–7
1881 *Ornithocheirus bünzeli.* – Seeley, S. 701
1926 *Ornithocheirus* ? – Nopcsa, S. 522
1978 „*Ornithocheirus*" *bunzeli* Seeley. – Wellnhofer, S. 59

Holotypus: Original zu Bunzel 1871, Taf. 6, Fig. 6–7. Paläontologisches Institut der Universität Wien, UWPI 2349/101.

Stratum typicum: Campan, kohleflözführende Serie der Gosau.

Locus typicus: Muthmannsdorf, Neue Welt, Niederösterreich.

Beschreibung: Es handelt sich um ein linkes, hinteres Ende eines Unterkiefers von 34 mm Länge. Eindeutige Knochennähte sind nicht zu erkennen, jedoch dürfte der größte Teil des vorliegenden Knochenstückes durch das Articulare gebildet werden. Besonders auffallend ist ein langer, kräftiger Retroarticularfortsatz von etwa 20 mm Länge. Seine oberç Kante bildet gegenüber der Oberkante des praearticularen Kieferabschnittes (Supraangulare) einen Winkel von 135°. Orientiert man den Oberrand des Supraangulare horizontal, so knickt die Oberkante des Retroarticularfortsatzes unter einem Winkel von 45° nach unten ab.

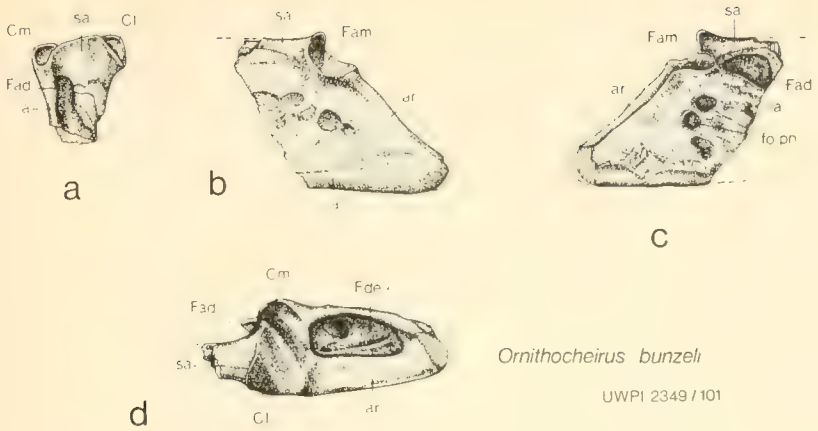


Abb. 2: *Ornithocheirus bunzeli* SEELEY, Hinterende des linken Unterkieferastes, Holotypus, Gosaukreide (Campan), Muthmannsdorf, Neue Welt, Niederösterreich. Paläont. Inst. Univ. Wien, Nr. UWPI 2349/101. a. Ansicht von vorne, b. von lateral, c. von medial, d. von dorsal. Abkürzungen: a Angulare, ar Articulare, Cl Cotylus lateralis, Cm Cotylus medialis, Fad Fossa adductoria, Fam Fossa articularis mandibulae, „Fde" Fossa depressoria, fo pn Foramen pneumaticum, sa Supraangulare. Natürliche Größe.

Die Fossa articularis mandibulae ist in der hinteren Ebene des Retroarticularfortsatzes gelegen, d. h. sie weist ebenfalls unter einem Winkel von 45° nach hinten oben gegen das Quadratumgelenk. Die Breite des Unterkiefergelenkes beträgt 13 mm. Es stellte offenbar die breiteste Stelle des Unterkieferastes dar. Die Fossa articularis wird durch einen kräftigen, schräg von anteromedial nach posterolateral verlaufenden Wulst in zwei Gelenkgruben geteilt. Die laterale Gelenkfläche (Cotylus lateralis) hat dabei einen annähernd dreieckigen Umriß, ist nach lateral weit ausladend und wird vorne durch eine gegen das Supraangulare aufgeworfene, leicht geschwungene, scharfe Kante begrenzt. Der mediale Abschnitt der Fossa articularis (Cotylus medialis) ist etwas schmäler, vorne gegen das Angulare herabgezogen und wird an seiner Medialseite von einer hochgezogenen, vermutlich vom Angulare gebildeten Aufwölbung abgeschlossen.

Nach hinten ist die Fossa articularis nicht so scharf begrenzt wie an ihrer Vorderseite. Hinter ihrem medialen Teilgelenk befindet sich auf dem Retroarticularfortsatz eine längsovale, tiefe Grube von 13 mm Länge und 5,5 mm maximaler Breite. SEELEY (1881: 701) betrachtete sie als „pneumatic foramen". Wahrscheinlich inserierte hier eine kräftige Depressor-Muskulatur, weshalb diese Grube als „Fossa depressoria" bezeichnet werden könnte. Eine ähnliche, wenn auch relativ kleinere Grube kann auch bei *Pteranodon* und *Ornithocheirus* beobachtet werden (Abb. 3c, 4c).

Mit dem Sandstrahlgerät gelang es, die Sedimentfüllung dieser Grube zu entfernen. Die Fossa erwies sich dabei als recht tief, ihr Boden fällt schräg nach vorne ab und mündet im vorderen Teil in ein trichterförmig eingesenktes Foramen (n. chorda tympani). Hinter dem lateralen Teilgelenk des Articulare erstreckt sich eine bis zu 5 mm breite, die ganze Länge des Retroarticularfortsatzes einnehmende Fläche. Das Hinterende ist etwas beschädigt, war aber ursprünglich gerundet.

Öffnungen und Vertiefungen in der Außenfläche des Unterkieferbruchstückes sind auf Verdrückung und Beschädigung zurückzuführen. Die unversehrte Knochenoberfläche ist glatt. Nach ventral verjüngt sich der Mandibelast und ist an seiner Unterkante wohlgerundet. Die Medianseite wird wahrscheinlich ganz vom Angulare gebildet. Ventral der Fossa articularis finden sich drei größere Foramina, deren Bedeutung unklar ist, die aber vielleicht Foramina pneumatica sind. Eine Verbindung zum Foramen Nervi chorda tympani ist nicht ersichtlich.

Vor der medialen Gelenkfläche der Fossa articularis öffnet sich eine tiefe, relativ breite Fossa adductoria (= Fenestra mandibularis), die an der Medianseite und unten durch die dünne Wand des Angulare, lateral und oben von einem kräftigen Supraangulare eingerahmt wird. Ihre Erstreckung nach vorne ist unbekannt, da 12 mm vor dem Articulargelenk der Unterkiefer abgebrochen ist.

Systematische Stellung: Obwohl besonders aus dem Cambridge Greensand zahlreiche Reste von *Ornithocheirus* beschrieben worden sind, ist die Gattung ungenügend charakterisiert. Das liegt vor allem an der durchwegs bruchstückhaften Erhaltung der Knochenreste, am völligen Fehlen vollständiger Schädel oder zusammengehöriger Skeletteile.

Eine Typusart war für *Ornithocheirus* ursprünglich nicht festgelegt worden. SEELEY (1869) hatte für die Sammlung des Woodwardian Museum (heute Sedgwick Museum) in Cambridge einen „Index to the fossil remains of Aves, Ornithosauria and Reptilia" verfaßt, in dem sich auch die Gattungsbezeichnung *Ornithocheirus* findet. Im folgenden geht aber nicht klar hervor, welche Art er zu dieser Gattung stellt. Als Merkmal gibt SEELEY an „no teeth anterior to the palate" und führt an erster Stelle *Pterodactylus simus* OWEN 1861 an. Aber gerade diese Art ist bis zur Schnauzenspitze stark bezahnt. OWEN (1874) hat sie später als eigene Gattung, *Cniorhynchus*, abgetrennt. Später charakterisierte SEELEY (1870) die Gattung *Ornithocheirus* so: „Teeth are prolonged anterior to the muzzle, and the palate has a longitudinal ridge."

Nach WELLNHOFER (1978) kann als Gattungsdiagnose für *Ornithocheirus* gelten: „Schädel lang, sehr schlank, mit lateral komprimierter Schnauze mit mehr oder weniger stumptem oder zugespitztem Ende. Bezahnung mit kurzen, kräftigen, gleichförmigen Zähnen von der Schnauzenspitze bis weit nach hinten. Zahnabstand mehr als eine Zahnbreite, Zahnquerschnitt rundlich bis flach-oval, Oberfläche sehr fein gerieft. Gaumendach mit medianem Längskiel, dem auf der Dorsalseite der Unterkiefersymphyse eine von zwei Wülsten begrenzte Rinne entspricht. Bezahnte Kieferränder parallel (im Bereich der Unterkiefersymphyse). Querschnitt der Kiefer triangular. Nasopraorbitalöffnung größer als die hochliegende Orbita. Scapula distal verdickt und mit einem Notarium gelenkend. Proximale Tarsusreihe mit der Tibia verwachsen, Fibula meist nicht mehr selbständig. Ein Parietalkamm ist nicht ausgebildet."

Aufgrund der oben gegebenen Charakterisierung ist eine eindeutige Zuordnung der vorliegenden Pterosaurierreste aus der Gosau zur Gattung *Ornithocheirus* nicht möglich, ebensowenig wie die zahlreicher anderer zu dieser Gattung gestellten, überwiegend fragmentarischen Reste aus der Unter- und Oberkreide von England, Norddeutschland und Böhmen.

Vergleiche und Beziehungen: Der Unterkieferrest von *Ornithocheirus bunzeli* stimmt mit keinem anderen bisher bekannten Pterosaurier Unterkiefer völlig überein. Insbesondere konnte bei anderen Flugsauriern ein so großer und eigentümlich aus-

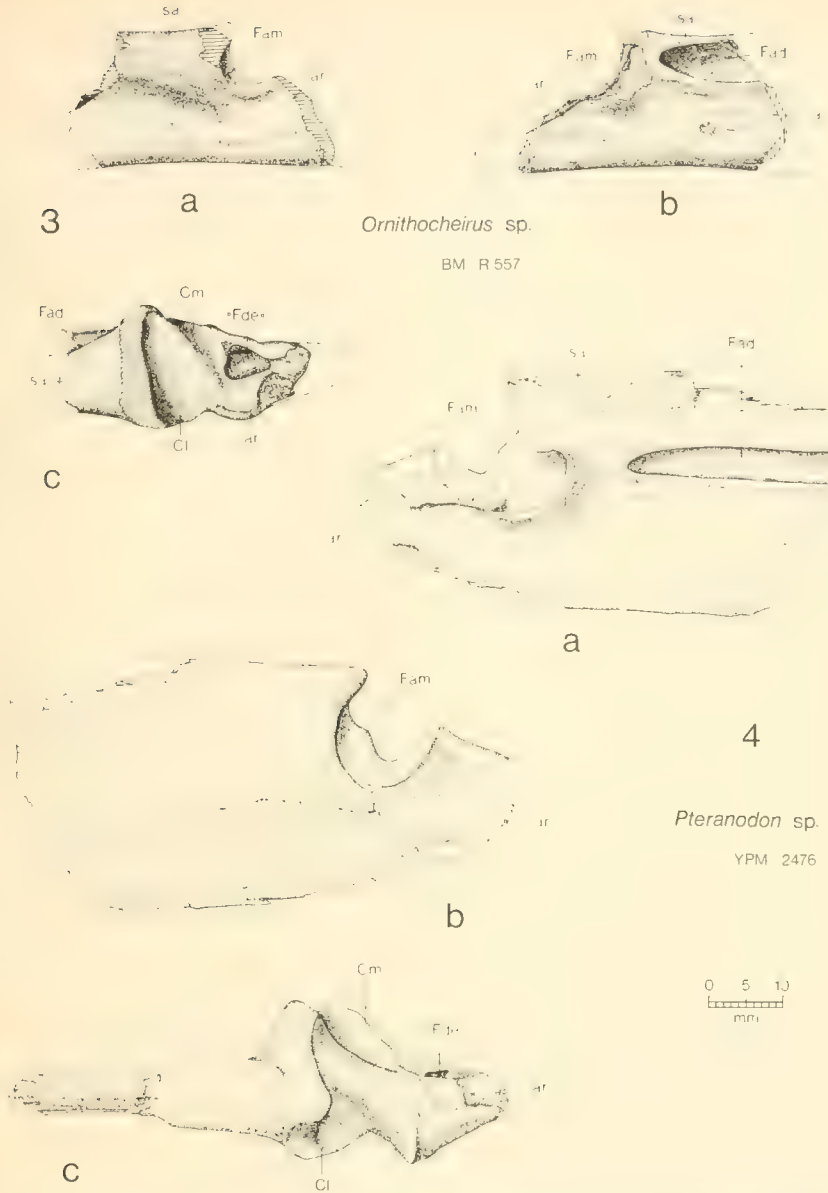


Abb. 3: *Ornithocheirus* sp., Hinterende des linken Unterkieferastes, Cambridge Greensand (Cenoman), Cambridge. Brit. Mus. (Natural Hist.) London, Nr. R 557. a. Ansicht von lateral, b. von medial, c. von dorsal. Abkürzungen wie Abb. 1. Natürliche Größe.

Abb. 4: *Pteranodon* sp., Hinterende des linken Unterkieferastes, Niobrara Formation (Santon – Untercampan), Kansas; Orig. zu EATON 1910: Taf. 5, Fig. 4 u. 6; Yale Peabody Museum, New Haven, Nr. YPM 2476. a. Ansicht von medial, b. von lateral, c. von dorsal. Abkürzungen wie Abb. 1. Natürliche Größe.

gebildeter Retroarticularfortsatz nicht beobachtet werden. Nur ganz wenige Funde bieten sich zu einem näheren Vergleich an:

Ornithocheirus sagittirostris (Owen) aus dem Wealden von Sussex, England. Es handelt sich um einen unvollständig erhaltenen Unterkiefer (Owen 1874: 3, Taf. 2, Fig. 1–8; Wellnhofer 1978: 58, Abb. 28). Die rechte Articularregion ist erhalten und zeigt die typische, starke Verbreiterung der Fossa articularis auf der Lingualseite. Ebenso scheint eine Schrägteilung der Gelenkfläche ausgebildet zu sein, die wie bei *O. bunzeli* schräg von medial vorne nach lateral hinten verläuft. Leider fehlt der Retroarticularfortsatz bei *O. sagittirostris*, so daß hier keine Vergleiche möglich sind. Legt man die Breite der Fossa articularis zugrunde, so kann auf der Basis dieses Unterkiefers die Unterkieferlänge von *O. bunzeli* berechnet werden. Sie dürfte etwa 25 cm betragen haben.

Ein weiteres Vergleichsexemplar fand sich im British Museum (Natural History), London, unter dem Pterosauriermaterial aus dem Cambridge Greensand. Es handelt sich um ein linkes Unterkiefergelenkende (R 557), das ursprünglich als „? *Ornithocheirus* (?) *simus* Owen" bestimmt war, aber niemals veröffentlicht wurde (Abb. 3a–c). Sollte die Artbestimmung zutreffen, so wäre das Stück der Gattung *Criorhynchus* zuzuweisen, wofür allerdings keinerlei Anhaltspunkte gegeben sind. Etwas kleiner als das Unterkieferstück von *O. sagittirostris* aus dem Wealden, zeigt es mit *O. bunzeli* übereinstimmende Merkmale. Die Fossa articularis ist wie dort schräg geteilt. Ebenso ist eine tiefe Fossa adductoria ausgebildet. Der kräftige Retroarticularfortsatz ist zum Teil erhalten, muß aber kürzer gewesen sein als bei *O. bunzeli*. Bemerkenswerterweise läßt sich auch hier eine „Fossa depressoria" feststellen, die kleiner ist als bei *O. bunzeli*. Dieses Unterkieferfragment stammt von einem größeren Tier als es *O. bunzeli* war. Die Höhe der Mandibel vor der Fossa articularis war jedoch geringer, was bedeutet, daß *O. bunzeli* einen relativ hohen Unterkiefer besaß. Die bei letzterem beobachteten Foramina auf der Lingualseite fehlen sowohl am Stück aus dem Cambridge Greensand als auch am Unterkiefer von *O. sagittirostris* aus dem Wealden.

Auch von *Pteranodon* sp. aus der Niobrara-Formation (Santon – Untercampan) von Kansas sind raumlich erhaltene Unterkiefergelenke bekannt. Eaton (1910: 4, pl. 5) beschreibt ein Quadratum mit zugehörigem Articulare, welches ich aus dem Yale Peabody Museum entleihen konnte (YPM 2476) (Abb. 4, 6, 7). Auch hier ist die Fossa articularis mandibulae schraggeteilt, und auf dem Retroarticularfortsatz finden sich trotz einiger Verdrückung Anzeichen einer „Fossa depressoria". Der Retroarticularfortsatz fällt aber auch bei *Pteranodon* nicht so schräg nach hinten ab wie bei *O. bunzeli* und war relativ kürzer.

Plieninger (1901: 79, Taf. 5, Fig. 3–5) beschrieb *Pteranodon*-Material von Kansas aus der Bayerischen Staatssammlung in München, das leider im Zweiten Weltkrieg verloren gegangen ist. Darunter befand sich auch ein Quadratum, dessen Gelenk ebenfalls die typische, dem Articulare entsprechende Schrägteilung aufwies.

Zwar sind nach Gingerich (1972) auch bei den Kreidevögeln *Ichtyornis* und *Hesperornis* paarige, schräggestellte Articularfacetten im Unterkiefergelenk ausgebildet. Das Unterkieferstück von *O. bunzeli* kann aber keineswegs mit diesen verglichen werden, da bei beiden, wie bei Vogeln allgemein, der Retroarticularfortsatz sehr kurz entwickelt ist.

Zur Kiefermechanik bei Pterosauriern

Die Konstruktion des Unterkiefergelenkes, wie sie hier bei *Ornithocheirus bunzeli* aus der Gosaukreide beobachtet werden kann, gestattet unmittelbare Rückschlüsse auf die Kiefermechanik, und daraus abgeleitet auf die Kiefermuskulatur und die Art der Nahrungsaufnahme.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Fossa articularis mandibulae eine Schrägteilung in zwei Cotyli aufweist. Diesem so gestalteten Articulargelenk entspricht ein Quadratumgelenk, das in Form einer Schraubenfläche ausgebildet ist. Die Morphologie des Quadratumgelenkes ist an *Pteranodon* sp. (YPM 2476) sehr schön zu beobachten (Abb. 6b). Es besteht aus zwei spiralig mediolateral verlaufenden Wülsten, die bei geschlossenem Kiefer in die beiden Articularcotyli eingreifen. Sie sind getrennt durch einen tiefen, ebenso spiralig verlaufenden Sulcus, der das Gegenstück zu dem die Articularcotyli teilenden Wulst darstellt.

Beim Öffnen des Unterkiefers gleitet nun das Articulare-Doppelgelenk am Quadratum schraubenartig nach unten **und** zugleich nach außen. Da linke und rechte Seite spiegelbildlich sind, sind auch die Unterkiefergelenke gegensinnig, d. h. das linke Kiefergelenk ist funktionell als Rechtsschraube, das rechte als Linksschraube ausgebildet. Das bedeutet, daß die Mandibeläste beim Öffnen der Kiefer auseinandergespreizt werden (Abb. 7) und zwar um so mehr, je weiter der Schnabel geöffnet wird.

Durch direkte Bewegungsversuche an den zusammengehörigen Articulare und Quadratum von *Pteranodon* sp. (YPM 2476) konnte ein maximaler Öffnungswinkel der Kiefer von etwa 65° ermittelt werden. Dabei wird dank der Auswärtsschraubung des Unterkieferastes der Retroarticularfortsatz lateral am Quadratum vorbeigeführt. Wäre nur ein einfaches Scharniergelenk vorhanden, so könnte der Kiefer nur 40° weit geöffnet werden, weil der Retroarticularfortsatz durch den Hinterrand des Quadratums gestoppt würde.

Die besondere Konstruktion des Unterkiefer-Schraubengelenks ermöglicht aber nicht nur eine größere Öffnung des Schnabels, sondern führt durch den oben beschriebenen Spreizeffekt auch zu einer Vergrößerung der lichten Weite der Mandibeläste. Darauf hat schon EATON (1910: 4) aufmerksam gemacht und erwähnt, daß auch beim Pelikan durch ein entsprechendes Suspensorium die Unterkieferäste geweitet werden, wodurch die Eingangsöffnung in den Kehlsack vergrößert wird.

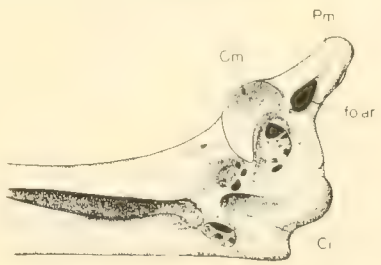


Abb. 5: *Pelecanus rufescens*, Gelenk des linken Unterkieferastes von dorsal, rezent. Zool. Staatssammlung München, Nr. 10/150. Pm Processus medialis, fo ar Foramen articulare. Natürliche Größe.

Zu Vergleichszwecken konnte ich einen Schädel von *Pelecanus rufescens* (Zool. Staatssammlung München, Nr. 10 150) heranziehen. Die Unterkiefergelenkung von *Pelecanus* weist zwar nicht die spiralige Gelenkstruktur wie bei *Ornithocheirus* und *Pteranodon* auf, jedoch sind auch hier zwei getrennte, schräg zueinander angeordnete Cotyli im Articulare ausgebildet (Abb. 5), die im Zusammenwirken mit den entsprechenden Gelenkhöckern des Quadratums beim Öffnen des Schnabels eine zwangsläufige Erweiterung der Unterkieferäste bewirken. Bei maximaler, d. h. nahezu rechtwinkeliger Öffnung des Schnabels wird der Unterkiefer an den freien Enden um etwa 1 cm gespreizt. Bei einer Unterkieferlänge von 41 cm erbringt das eine Vergrößerung der Mandibelöffnung um rund 20 cm^2 oder immerhin um etwa 25%.

Diese Wirkung der Weitung der Unterkieferäste dürfte bei den Pterosauriern in jedem Falle geringer gewesen sein, da hier stets eine mehr oder weniger lange Unterkiefersymphyse den vorderen Abschnitt fixiert hat. Doch ist auch bei den Pterosauriern dieser Kiefermechanismus sehr wahrscheinlich mit dem Vorhandensein eines Kehlsackes in Verbindung zu bringen.

Aus der Kiefermechanik von *Pteranodon* geht hervor, daß eine weite Öffnung des Schnabels möglich und für den Fischfang während des Fluges auch nötig war. Bei *Ornithocheirus bunzeli* ist der Retroarticularfortsatz noch mächtiger entwickelt als bei *Pteranodon*. Das Schraubengelenk des Unterkiefers erlaubte aber wohl auch hier das laterale Vorbeigleiten dieses Fortsatzes am Quadratum, das generell bei den Pterodactyloidea in sehr flachem Winkel nach vorne geneigt ist.

Hier erhebt sich natürlich die Frage nach der Funktion eines so stark ausgeprägten Retroarticularfortsatzes. Der Insertion des M. depressor mandibulae genügten wohl die Ränder der hier als „Fossa depressoria" bezeichneten Grube auf der schräg abfallenden Hinterseite dieses Fortsatzes. Der Ursprung dieses Muskels dürfte am Squamosum, Parietale und Exoccipitale gelegen haben, wenn wir die typische Reptilausprägung annehmen. Bei *Pteranodon* mag auch der Übergang zum Parietalkamm als Ursprungsfläche für den M. depressor mandibulae in Frage kommen. In jedem Falle ergibt sich hieraus ein sehr flacher Verlauf der wirkenden Zugkräfte, die nur bei entsprechend stark nach hinten abfallendem Processus retroarticularis einen ausreichenden Angriffspunkt finden.

Bei der wahrscheinlichen Ernährungsweise dieser Flugsaurier – Eintauchen der Unterkieferspitze ins Wasser während des Fluges und rasches Hochschnellen, um die Beute in den Kehlsack zu befördern – kam die Hauptbelastung nicht auf die Depressor- sondern auf die Adduktormuskeln zu. Die Insertion der tiefer gelegenen Teile des M. adductor mandibulae erfolgte an der Innenseite der Mandibeläste, und hier an den Rändern der Meckel'schen Grube (Fossa adductoria), die sowohl bei *Pteranodon* als auch bei *Ornithocheirus* eine ausgedehnte Erstreckung aufweist. Der Ursprung dieses Muskels dürfte am Innen- und Unterrand der Nasopraeorbitalöffnung gelegen haben, also im wesentlichen am Maxillare und Jugale (Abb. 8).

Bei Krokodilen wird die Hauptmasse der Kieferadduktoren durch die vorderen und hinteren Pterygoid-Muskeln gebildet (Schumacher 1973: 145). Nach Wettstein (1937) entspringt der M. pterygoideus anterior bei Krokodilen auf einer großen Strecke im Innern der Schnauzenbasis unter der Orbita vom Maxillare, Palatinum und Pterygoid, zieht zuerst horizontal caudalwärts und biegt dann latero-ventral um, um an der Innenseite des Angulare zu inserieren.

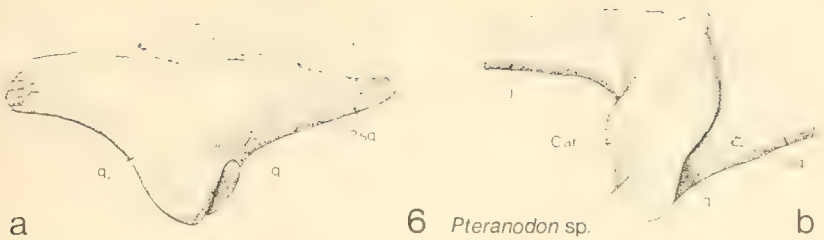


Abb. 6: *Pteranodon* sp., Quadratum, Niobrara Formation (Santon – Untercampan), Kansas; Orig. zu EATON 1910: Taf. 5, Fig. 4 u. 5; Yale Peabody Museum, New Haven, Nr. YPM 2476. a. Ansicht von lateral, b. von ventral.

Abb. 7: *Pteranodon* sp., wie Abb. 6, Quadratum im Gelenkverband mit dem Unterkiefer (vgl. Abb. 4) bei maximaler Öffnung des Schnabels. a. Ansicht von lateral, b. von vorne. Zu beachten ist das Vorbeigleiten des Retroarticularfortsatzes am Quadratum, verbunden mit einer lateralen Verschiebung des Unterkiefers nach außen. C ar Condylus articularis des Quadratums, j Jugale, q Quadratum, qj Quadratojugale, sq Squamosum. Natürliche Größe.

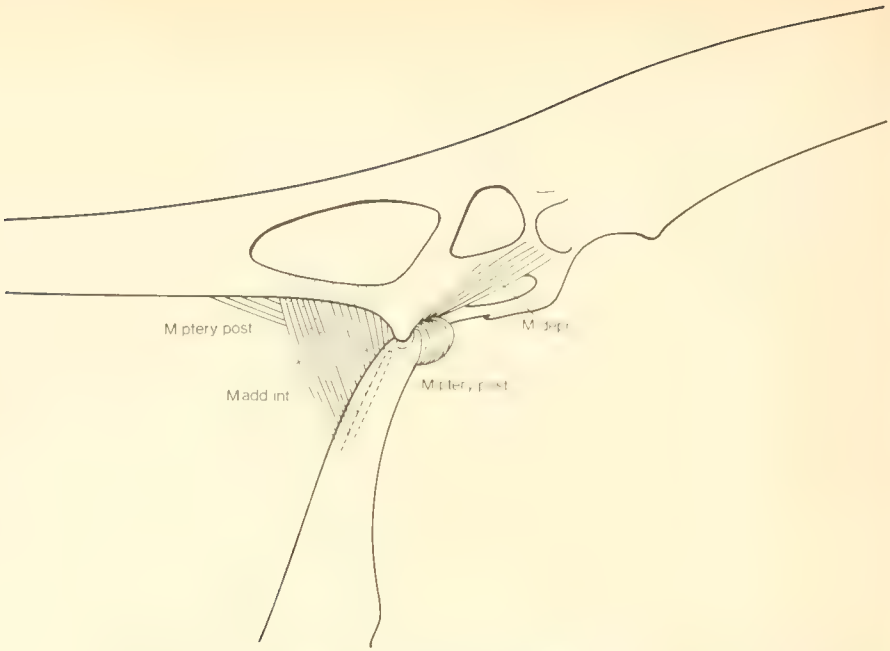


Abb. 8: Vermutete Kiefermuskulatur bei Pterosauriern am Beispiel von *Pteranodon* bei maximaler Öffnung des Schnabels. Der Musculus pterygoideus posterior (M. ptery. post.) inseriert am Retroarticularfortsatz und verstärkt die Wirkung der Adduktormuskeln. Es ist nur die tiefere Partie des M. adductor mandibulae (M. add. int.) eingezeichnet. Die Depressormuskeln (M. depr.) inserieren an der Hinterseite des Retroarticularfortsatzes und haben ihren Ursprung möglicherweise noch am Beginn des Parietalkammes.

Auch bei den Vögeln erlangt die Pterygoideus-Muskulatur unter den Mandibeladduktoren die kraftigste Entfaltung. Die Hauptmasse des M. pterygoideus inseriert bei ihnen medial vom Kiefergelenk am Processus mandibularis internus (Proc. medialis), der vom Articulare oder vom Articulare und Angulare gebildet wird. Seinen Ursprung nimmt dieser Muskel am Palatinum und Pterygoid, teils auch an der mediocaudalen Ecke des Maxillare (Stresemann 1927).

Entsprechend der Schädelkonstruktion durfte der M. pterygoideus anterior bei den Pterosauriern im wesentlichen am Palatinum und Pterygoid seinen Ursprung genommen haben und zur Innenfläche des Angulare verlaufen sein.

Der M. pterygoideus posterior funktioniert bei den Krokodilen als gebogener Hebel (Schumacher 1973: 139). Er inseriert an der Innenseite des Retroarticularfortsatzes, wölbt sich hinten um diesen herum und entspringt an der Schadelbasis. Ein ähnlicher Verlauf dieses Muskels wäre auch bei Pterosauriern denkbar (Abb. 8).

Eine Kontraktion der Pterygoideus-Muskeln resultiert in einer Kieferadduktion, die die Wirkung des M. adductor mandibulae verstärkt. Die ungewohnliche Größe des Processus retroarticularis fände so eine sinnvolle Erklärung.

Bei *Ornithocheirus* und *Pteranodon* muß also eine außerordentlich starke und effektive Adduktormuskulatur der Kiefer entwickelt gewesen sein. Es ist wahrscheinlich, daß auch andere Pterodactyloidea, bei denen der Retroarticularfortsatz relativ groß entwickelt ist, einen ähnlichen Kiefermechanismus besessen haben.

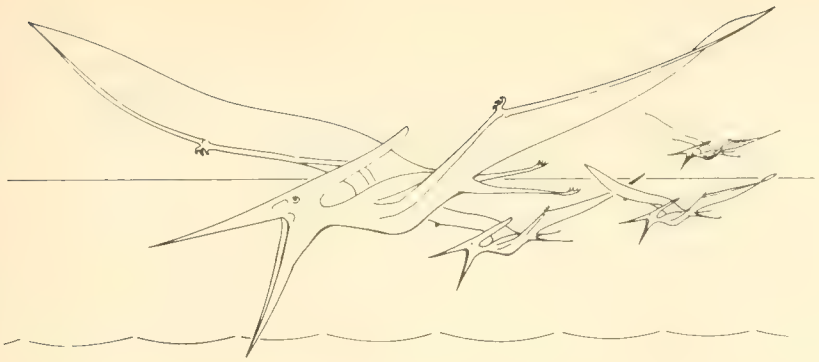


Abb. 9: Lebensbild von *Pteranodon*. Dicht über dem Wasser hinfliegend konnte er den spitzen Unterkiefer weit herabklappen um Beute zu fangen. Auch die Ornithocheiriden und möglicherweise auch andere piscivore Pterosaurier waren dazu in der Lage.

Die Art der Nahrungsaufnahme dieser Pterosaurier machte eine mächtig entwickelte Adduktormuskulatur erforderlich. Daß sie piscivor waren, wissen wir aus fossilen Mageninhalten. Dicht über dem Wasser hinfliegend konnten sie den langen Unterkiefer weit herabklappen und damit das Wasser durchpflügen, um Beute zu fangen. Den Kräften, die beim Eintauchen ins Wasser auf den Unterkiefer wirkten, standen die Zugkräfte der Adduktor-Pterygoideus-Muskulatur entgegen. Bei relativ unveränderter Kopfhaltung während der Jagd nach Beute wäre auch die Schwerpunktverlagerung nicht so bedeutend, wie sie bei der von Bramwell & Whitfield (1974: 575) angenommenen Art des Beutefangs – Eintauchen von Ober- und Unterkiefer ins Wasser – auftreten würde.

Freilich bleibt zu klären, wie es *Pteranodon* und andere Flugsaurier fertigbrachten, nur mit Hilfe der schmalen, zahnlosen Unterkieferspitze einen Beutefisch aufzunehmen und in den Kehlsack zu befördern. Unter den heutigen Vögeln nehmen die Scherenschnäbel der Gattung *Rhynchops* (Familie Laridae) ihre Beute aus dem Wasser auf, indem sie dicht über dem Wasserspiegel hinfliegen und dabei ihren Unterschnabel eintauchen. *Rhynchops* hat einen langen, lateral komprimierten Schnabel. Der Unterschnabel ist vorne sehr dünn und überragt den Oberschnabel (Abb. 10). Nach Stresemann (1932: 470) fliegt der Scherenschnabel mit flachen Flügelschlägen über die Wasseroberfläche hin, „beugt den von einem kräftigen Hals getragenen Kopf schräg hinab und läßt mit halb geöffneter Mundspalte etwa das Spitzendrittel des Unterschnabels im Wasser gleiten, um dann, wenn er auf eine Beute (kleine Fischchen, vorwiegend aber wohl Entomostraken) stößt, eine rasche Schnappbewegung zu machen oder den Kopf so zu halten, daß der Bissen entlang der oberen Schneide des Unterschnabels in die Mundhöhle gleitet". Eine ähnliche Art des Beutefangs ist auch bei *Pteranodon* und anderen piscivoren Pterosauriern vorstellbar.

Schon Abel hat 1912 (S. 538) und 1925 (S. 133) aufgrund des Vergleichs der Unterkieferausbildung von *Rhynchops* mit *Rhamphorhynchus* den Schluß gezogen, daß dieser Oberjura-Flugsaurier dieselbe Ernährungsweise gehabt haben muß wie der heutige Scherenschnabel. Der Unterkiefer von *Rhamphorhynchus* endet vorne in einer zahnlosen

Spitze, die noch durch eine Hornscheide verlängert (WELLNHOFER 1975: 12) und dorsal ebenso wie ventral in der Mittellinie mit einer scharfen Kante versehen war. Bei *Rhamphorhynchus longicaudus* (MÜNSTER) ist das Vorderende des Unterkiefers sogar zu einer lateral komprimierten Schneide verlängert, die den Oberkiefer überragt, und ist somit

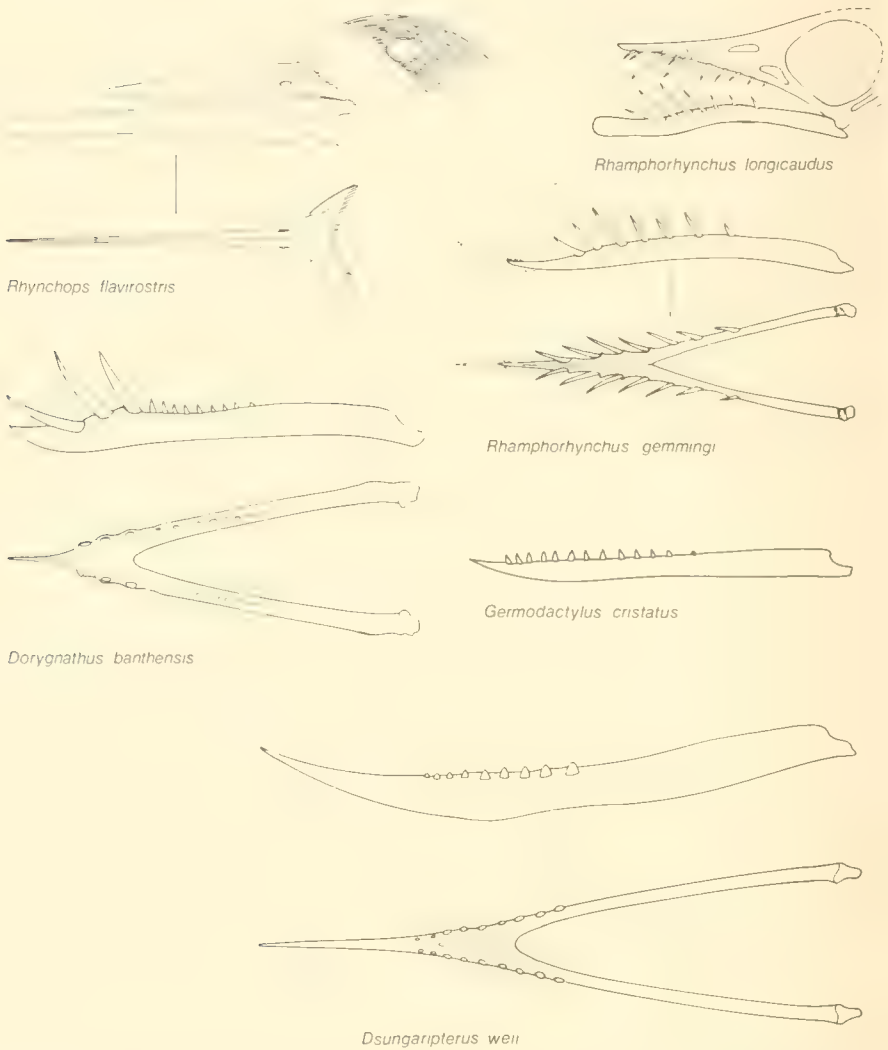


Abb. 10: Vergleich verschiedener Flugsaurier-Unterkiefer mit dem rezenten Scherenschnabel, *Rhynchops flavirostris* VIEILLOT. *Dorygnathus banthensis* (THEODORI), Oberer Lias; *Rhamphorhynchus longicaudus* (MÜNSTER), *Rhamphorhynchus gemmingi* H. v. MEYER, *Germanodactylus cristatus* (WIMAN), Oberer Jura; *Dsungaripterus weii* YOUNG, Untere Kreide. Nicht maßstäblich.

verblüffend ähnlich wie bei *Rhynchops*. Im übrigen lassen sich nicht nur bei *Rhamphorhynchus* und den Pteranodontiden diese besonderen Unterkieferformen beobachten, sondern auch bei einer Reihe anderer Flugsauriergattungen, wie z. B. bei den liassischen *Dorygnathus* und *Campylognathoides*, bei der Oberjuragattung *Germanodactylus* und besonders auffallend ausgeprägt beim unterkretazischen *Dsungaripterus* von Sinkiang (China). Dessen unbezahnte Kieferenden sind schmal und zu einer langen nach oben gebogenen Spitze verlängert (Abb. 10).

Auch *Ornithocheirus* hatte schmale Kiefer obgleich sie bis zum Vorderende mit spitzen Zähnen besetzt waren. Aufgrund der hier beschriebenen Ausbildung der Unterkiefergelenkung darf aber auch für diese Gattung eine Art der Nahrungsaufnahme angenommen werden, wie sie für die oben genannten Gattungen wahrscheinlich ist, nämlich durch Eintauchen der Unterkieferspitze ins Wasser während des Fluges.

Inwieweit hier die mögliche Funktion des Parietalkammes von *Pteranodon* berücksichtigt werden muß, bleibt ungewiß. Die Annahme, daß er als Ursprungsfläche für Kiefermuskeln gedient habe (Eaton 1910), ist nach den hier dargelegten Beobachtungen ebenso unwahrscheinlich, wie die Ansicht von Mateer (1974), der Parietalkamm hatte als Ursprungsfläche eines M. rectus capitis superior gedient, der die beim Eintauchen des Unterkiefers ins Wasser auftretenden Zugkräfte am Schädel neutralisiert hätte. Dagegen spricht auch, daß weder der Pteranodontide *Nyctosaurus*, noch *Ornithocheirus* einen Parietalkamm besessen haben.

Schriftenverzeichnis

Abel, O. (1912): Grundzüge der Palaeobiologie der Wirbeltiere. – 708 S., 470 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

Abel, O. (1925): Geschichte und Methode der Rekonstruktion vorzeitlicher Wirbeltiere. – 327 S., 255 Abb.; Jena (G. Fischer).

Buffetaut, E. (1979): Revision der Crocodylia (Reptilia) aus den Gosau-Schichten (Ober-Kreide) von Österreich. – Beitr. Paläont. Österr., **6:** 89–105, 3 Abb., 3 Taf.; Wien.

Bunzel, E. (1871): Die Reptilfauna der Gosau-Formation in der Neuen Welt bei Wiener-Neustadt. – Abh. K. K. Geol. R. A., **5** (1): 1–18, 8 Taf.; Wien.

Bramwell, C. D. & Whitfield, G. R. (1974): Biomechanics of *Pteranodon*. – Phil. Trans. Roy. Soc. London (B), **267:** 503–581; London.

Eaton, G. F. (1910): Osteology of *Pteranodon*. – Mem. Connecticut Acad. Arts Sci., **2:** 38 S., 31 Taf.; New Haven.

Fritsch, A. (1881): Über die Entdeckung von Vogelresten in der böhmischen Kreideformation. – Sitz.-Ber. K. Böhm. Ges. Wiss., 1880: 85, Fig. 45; Prag.

Fritsch, A. & Bayer, F. (1905): Neue Fische und Reptilien aus der böhmischen Kreideformation. – 34 S., 34 Abb., 9 Taf.; Prag (Selbstverlag).

Gingerich, P. D. (1972): A new partial Mandible of *Ichthyornis*. – The Condor, **74,** 4: 471–473, Fig. 1–2; Berkeley.

Koken, E. (1883): Die Reptilien der Norddeutschen Unteren Kreide. – Z. deutsch. Geol. Ges., **35:** 735–827, Taf. 23–25; Berlin.

Koken, E. (1885): Über *Ornithocheirus hilsensis* Koken. – Z. deutsch. Geol. Ges., **37:** 214–215; Berlin.

Mateer, N. J. (1975): A study of *Pteranodon*. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N. S. **6:** 23–33, 13 Abb., Taf. 1–2; Uppsala.

Meyer, O. (1884): Über *Ornithocheirus hilsensis* Koken und über Zirkonzwillinge. – Z. deutsch. Geol. Ges., **36:** 664–665; Berlin.

NOPCSA, F. (1926): Die Reptilien der Gosau in neuer Beleuchtung. – Cbl. Min. etc., B, **14:** 520–523; Stuttgart.

OWEN, R. (1859): Monograph on the fossil Reptilia of the Cretaceous Formations. Suppl. I. Pterosauria. – Palaeontogr. Soc. London, 1–19, Taf. 1–4; London.

OWEN, R. (1874): Monograph on the fossil Reptilia of the Mesozoic Formations. I. Pterosauria. – Palaeontogr. Soc. London, 1–14, Taf. 1–2; London.

PAUL, K. M. (1871): Der nördliche Teil der Kohlemulde der „Neuen Welt". – Verh. Geol. R. A., 1871 (5): 77–78; Wien.

PLIENINGER, F. (1901): Beiträge zur Kenntnis der Flugsaurier. – Palaeontographica, **48:** 65–90, Taf. 4–5; Stuttgart.

PLÖCHINGER, B. (1961): Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). – Jb. Geol. B. A., **104:** 359–441; Wien.

PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 142 S., 20 Abb., 4 Taf.; Wien (Geol. Bundesanstalt).

SAUVAGE, H. E. (1882): Note sur les reptiles fossiles. – Bull. Soc. Geol. France, ser. 3, **1:** 365; Paris.

SCHUMACHER, G.-H. (1973): The Head Muscles and Hyolaryngeal Skeleton of Turtles and Crocodilians. – in: GANS, C. (ed.) Biology of the Reptilia, **4:** 101–199; London, New York (Acad. Press).

SEELEY, H. G. (1870): The Ornithosauria: An elementary study of the bones of Pterodactyles. – 130 S.; Cambridge.

SEELEY, H. G. (1881): The Reptile Fauna of the Gosau Formation preserved in the Geological Museum of the University of Vienna. – Qu. J. Geol. Soc. London, **37:** 620–704, Taf. 27–31; London.

STRESEMANN, E. (1927): Aves. – in Handbuch der Zoologie (Hrsg. T. KRUMBACH), **7** (2), Lfg. 1: 1–112; Berlin u. Leipzig (W. de Gruyter & Co.).

STRESEMANN, E. (1932): Aves. – in Handbuch der Zoologie (Hrsg. T. KRUMBACH), **7** (2), Lfg. 5: 433–544; Berlin u. Leipzig (W. de Gruyter & Co.).

SUESS, E. (1881): Notes on the Gosau Beds of the Neue Welt, West of Wiener Neustadt. – in SEELEY (1881).

THENIUS, E. (1974): Niederösterreich. – Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie, Heft Niederösterreich, 2. Aufl.: 280 S., 48 Abb., 16 Tab.; Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des Klassischen Nordalpinen Mesozoikums. – 580 S.; Wien (F. Deuticke).

WELLNHOFER, P. (1975): Die Rhamphorhynchoidea (Pterosauria) der Oberjura-Plattenkalke Süddeutschlands. I: Allgemeine Skelettmorphologie. – Palaeontographica, A, **148:** 1–33, 17 Abb., 12 Taf.; Stuttgart.

WELLNHOFER, P. (1978): Pterosauria. – in Handb. Paläoherpetol., **19:** X + 82 S., 32 Abb.; Stuttgart, New York (G. Fischer).

WETTSTEIN, O. VON (1937): Crocodilia. – in: KÜKENTHAL, W.: Handb. Zool., **7**, 1 (3. Lfg.): 236–320; Berlin (de Gruyter).

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	20	113–118	München, 15. 12. 1980

Eine europäische Sumpfschildkröte *(Emys orbicularis* [L.]) in postglazialen Sedimenten bei Osterhofen (Niederbayern)

Von Hans-Hermann Schleich*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 9

Kurzfassung

Ein ziemlich vollständiges Exemplar (Theka, Cranial-, Extremitätenskelett) einer subfossilen *Emys orbicularis* (L.) aus postwürmzeitlichen Ablagerungen bei Osterhofen bei Passau (Niederbayern) wird beschrieben. Sowohl die geographische als auch stratigraphische Verbreitung dieses Fundes ergänzt die bisherigen Fossilnachweise dieser Art. Die Fossilerhaltung des Exemplares läßt auf ein überwinterndes Individuum schließen.

Abstract

The nearly complete specimen of a subfossil *Emys orbicularis* (L.) from postglacial sediments at Osterhofen near Passau (Niederbayern) is described. Attention has been given to the kind of fossilisation, which points to a hibernating animal.

Einleitung

Bei einer Grabung des Landesamtes für Denkmalpflege, südöstlich von Osterhofen (westlich Passau), kam der zu beschreibende Schildkrötenfund zu Tage. Etwa 1 m unter dem Besiedlungshorizont einer bronzezeitlichen Befestigungsanlage, auf der Südseite der Bahnlinie Osterhofen–Passau, konnte der fast vollständige Panzer einer europäischen Sumpfschildkröte *(Emys orbicularis* [L.]) geborgen werden.
Das Beachtenswerte an dem neuen Sumpfschildkrötenfund ist:
1. Der außergewöhnlich gute Erhaltungszustand des Tieres, so daß nicht nur der fast vollständige Panzer (s. Abb. 2, Tafel 9, Abb. 3, 4) sondern auch annähernd das gesamte Cranial- und Postcranialskelett überliefert ist.

*) Dipl.-Geol. H.-H. Schleich, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

2. Die Art der Fossilisation und
3. die Erweiterung der Kenntnis über die geographische und stratigraphische Verbreitung der Art.

Das vorliegende Material wird in der Bayer. Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie unter der Inventarnummer 1979 I 62 aufbewahrt.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. H. Unger (Geol. Landesamt, München) für die Vermittlung des Fundes, sowie den technischen Mitarbeitern an der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Herrn E. Schmieja für die Präparation und Herrn F. Höck für die Fotoarbeiten.

Fundortverhältnisse

Nach frdl. mndl. Mitteilung von Herrn Dr. H. Unger entstammen die Schildkrötenreste einer, auf die Würm-Niederterrasse aufgewehten Fluglößdüne, die so als Postwurm einzustufen ist. Der Panzer selbst war in gelbbraunem, lehmigem Sediment eingebettet, das freundlicherweise von Prof. Dr. W. Jung, München, auf seinen Pollengehalt untersucht wurde, jedoch mit negativem Befund.

Der Panzer von *Emys orbicularis* (L.)

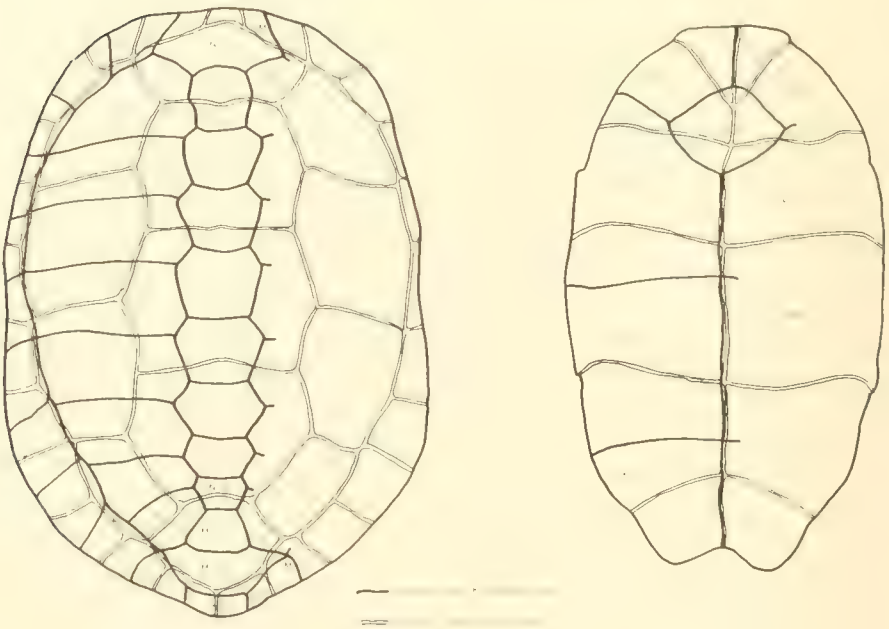


Abb. 1: *Emys orbicularis* (L.), rezent. Nomenklatur der Panzerplatten und Hornschilder.

Zum besseren Verständnis der Nomenklatur der einzelnen Panzerplatten und Hornschilder, sowie ihrer Lagebeziehung zueinander soll obenstehende Schemazeichnung einer rezenten *Emys orbicularis* dienen.
Die Abkürzungen der Knochenplatten lauten:
Carapax (Rückenpanzer)
Per- Peripheralia, Pl- Pleuralia, Nu- Nuchale, N- Neuralia, Mn- Metaneuralia, Pyg- Pygale
Plastron (Bauchpanzer)
Epi- Epiplastron, Ento- Entoplastron, Hyo- Hyoplastron, Hyp- Hypoplastron, Xiphi- Xiphiplastron
und der Hornschilder (Squamae):
Carapax
Cerv- Cervicale, C- Centralia, Pc- Postcentralia, L- Lateralia, M- Marginalia
Plastron
Gul- Gularia, Hum- Humeralia, Pec- Pectoralia, Abd- Abdominalia, Fem- Femoralia, An- Analia.

Beschreibung der Sumpfschildkröte von Osterhofen

Testudinoidea Fitzinger 1826
Emydidae Gray 1873
Emydinae Gray 1825
Emys Duméril 1806

Emys orbicularis (Linnaeus 1758)
Abb. 2, Taf. 9

Vorliegend ist ein 14,8 cm langer und 12,4 cm breiter (zwischen Per 7 und 8 gemessen) Rückenpanzer, der linksseitig ganz und rechtsseitig fragmentär, jedoch zusammenhängend erhalten ist. Beschädigt ist der Carapax (vermutlich durch die Bergung) im Bereich der Neuralia 6, 7 und 8 und an den angrenzenden proximalen Enden der Pleuralia.

Es fehlt das Neurale 2 und auch Neurale 1 ist nur etwa zu einem Drittel vorhanden. Rechtsseitig sind die Pleuralia 1–5 und 8 fragmentär überliefert, ebenso die Peripheralia 4, 5 und 8. Die Peripheralia 1–3 fehlen ganz. Die Grenzfurchen der einzelnen Squamae sind deutlich zu erkennen und stimmen in ihrer Lage und Ausbildung vollkommen mit denen der rezenten Art überein. Auffallend ist ein schwacher Mediankiel der auf den Neuralia 3–5 zu sehen ist. Deutlich erkennt man auch buckelartige Aufwölbungen der einzelnen Lateralia, die jeweils am Längsverlauf der korrespondierenden Plattengrenzen am erhabensten sind.

Visceral ist der Panzer sedimenterfüllt und zeigt nach erfolgreicher Präparation das Becken mit Resten der anhängenden Extremitäten in situ. Ebenfalls sind der Schultergürtel sowie Reste einiger Wirbel gut sichtbar. Der hervorragend erhaltene und inzwischen freipräparierte Schädel mißt vom Prämaxillare bis zum hinteren Ende der Crista supraoccipitalis 4,5 cm bei einer Breite von 2,9 cm zwischen den Quadratojugalia; sogar das Zungenbeinskelett ist vollständig erhalten.

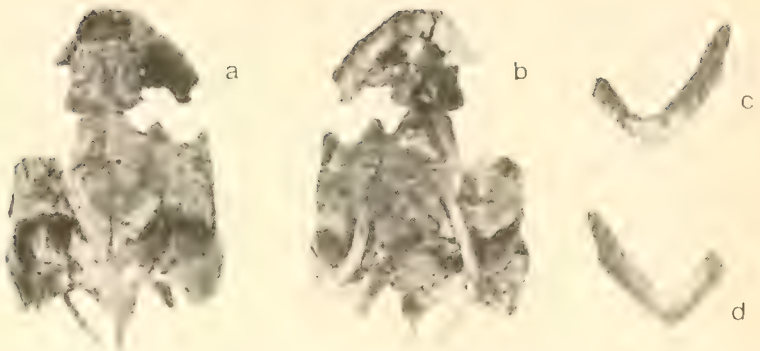


Abb. 2: *Emys orbicularis* (L.), postglazialer Löß, Osterhofen (Niederbayern), BSP 1979 I 62. Schädel, a von dorsal, b von ventral mit anhaftendem Zungenbeinskelett, c Unterkieferfragment von außen, d von visceral. Natürliche Größe.

Das Plastron mißt in der Medianen vom Vorderende des Entoplastrons bis zum Xiphiplastron 13,5 cm. Bis auf die fehlenden Epiplastra und einer geringen Beschädigung der rechten vorderen Brückenhälfte ist auch der Bauchpanzer vollständig erhalten. Die Plattenstärke mißt durchschnittlich 0,4 cm. An den dorsalen Brückenenden ist die Verbindung zum Rückenpanzer an den unbeschädigten Knochenkanten gut erkenntlich, an der Hyo Hypoplastralgrenze ist das „Scharnier", das eine geringe Beweglichkeit des hinteren Plastrallappen ermöglichte, zu sehen. Auch hier, am Bauchpanzer sind die Eindrücke der Schildergrenzen als Furchen gut wahrnehmbar.

Fossilisation

Die Stellung des Extremitäten- und Cranialskelettes läßt auf ein überwinterndes Individuum schließen. Auch die Fundumstände, daß das Fossil von einer Lößsanddüne überdeckt war, bestätigen in diesem Zusammenhang meine Annahme.

Ruhende oder schlafende Schildkröten sind meist mit nicht eingezogenem Kopf und Hals und mindest einem herausgestreckten Bein zu beobachten. Überwinternde Tiere dagegen ziehen sich, sei es am Boden von Gewässern oder auf dem Land, vollständig in ihren Panzer zurück. Sollte aber das Tier während seiner Aktivitätsperiode von einer Flugsanddüne überrascht worden sein, so ist doch anzunehmen, daß es Befreiungsversuche unternommen hatte und so sicherlich nicht vollständig in seinen Panzer zurückgezogen gewesen wäre.

Geographische und stratigraphische Verbreitung von Emys orbicularis

Ullrich & Młynarski (1978) stellen die pliozänen, pleistozänen aber auch postpleistozänen *Emys orbicularis* Funde anhand einer Verbreitungskarte dar. Auffallend ist, daß keine Fossilnachweise für den süddeutschen Raum verzeichnet sind. Der neue Fund

ist zwar stratigraphisch jünger einzustufen, stellt aber doch, repräsentativ für die Art, einen interessanten Beleg dar. Nach frdl. mndl. Mitteilung von Prof. Dr. J. Bößneck (München) sind Funde von *Emys orbicularis* aus dem Neolithikum relativ häufig, wohingegen aus dem Mesolithikum auf Grund fehlender Untersuchungen bis jetzt noch nichts bekannt ist. Nach Meinung von Prof. Dr. Bößneck erfolgte die postglaziale Neueinwanderung im Paläolithikum. Meldungen vom Vorkommen rezenter Sumpfschildkröten in Deutschland dürften meist auf anthropogener Einschleppung beruhen, falls keine aktive Populationsdynamik mehr festzustellen ist. EMMEL (1936) führt z. B. Nachweise der Sumpfschildkröten aus Torfablagerungen des vorigen Jahrhunderts bei Frankfurt (S. 544) auf und berichtet auch von ganz jungen Individuen (S. 546) lebender Tiere aus dem gleichen Raum, so daß zumindest in diesem Bereich Deutschlands die Sumpfschildkröte noch in aktiven Populationen angetroffen werden könnte.

Ökologisch betrachtet ist *Emys orbicularis* als ein amphibisch lebender Vertreter der Emydidae mit eindeutig aquatilen Lebensansprüchen zu betrachten. Für weitere Angaben zu Fundnachweisen sowie zur Ökologie und Biologie der Sumpfschildkröte verweise ich auf die Arbeit von ULLRICH & MEYNARSKI (1978). Die nachfolgend zitierten Arbeiten sind für den Nachweis weiterer fossiler Emysfunde in Deutschland aufgeführt und sollen die umfangreichen Literaturangaben von ULLRICH & MEYNARSKI (1978) noch erweitern.

Schriftenverzeichnis

ADAM, K. D. (1966): Quartärforschung am Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart. – Stuttg. Beitr. Naturkde., **167:** 14; Stuttgart.

BOESSNECK, J. (1956): Studien an vor- und frühgeschichtlichen Tierresten Bayerns. I. Tierknochen aus spätneolithischen Siedlungen Bayerns. – 50 S., Tieranat. Inst. Univ. München.

BOESSNECK, J. (1958): Studien an vor- und frühgeschichtlichen Tierresten Bayerns. II. Zur Entwicklung vor- und frühgeschichtlicher Haus- und Wildtiere Bayerns im Rahmen der gleichzeitigen Tierwelt Mitteleuropas. – 171 S., Tieranat. Inst. Univ. München.

BRAUN, M. (1907): Über die europäische Sumpfschildkröte in Ost- und Westpreußen. – Schrift. phys. ökonom. Ges., **48:** 94–98; Königsberg.

DAHMS, P. (1906): Die Sumpfschildkröte *Emys europea* SCHWEIGG. in Westpreußen. – Ber. westpreuß. bot. zool. Ver., **28:** 89–96; Danzig.

DELY, O. G. (1952): Schildkrötenreste *(Emys orb.* L.) aus einem Awarengrabe. – Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung., **2:** 163–167; Budapest.

DELY, O. G. (1965): Schildkrötenreste aus Awaren und Langobarden Gräbern. – Vertebrata Hungarica, **8** (1–2): 13–24; Budapest.

EMMEL, L. (1936): Freilebende Schildkröten in der näheren Umgebung von Frankfurt a. M. (Enkheimer Ried). – Natur und Volk, **66** (10): 544–547; Frankfurt.

EWALD, R. (1912): Eine gut erhaltene subfossile *Emys europea.* – Schrift. phys. ökonom. Ges., **53:** 352–353; Königsberg.

HARTMANN-FRICK, H. (1959): Die Tierwelt des prähistorischen Siedlungsplatzes auf dem Eschner Lutzengüetle, Fürstentum Liechtenstein. – Jb. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, **59:** 223 S.; Vaduz.

JÄGER, G. v. (1861): Bemerkungen über die Sumpfschildkröte *(Emys europaea)* im fossilen Zustande. – Bull. Soc. imp. Nat. Moscou, **34:** 190–200; Moskau.

KREFFT, R. (1955): Eine subfossile *Emys orbicularis* aus dem Quellkalk von Laer (Landkreis Osnabrück). – Zool. Anz., **154** (11/12): 261–266; Leipzig.

Lühe, M. (1909): Die Verbreitung der Sumpfschildkröte in Ostpreußen. – Lacerta, **50:** 348–350; Königsberg.
Reinberger (1910): Beobachtungen von Sumpfschildkröten und Nörtz in Ostpreußen. – Sitz.-Ber. phys. ökonom. Ges. Königsberg, **51:** 315–316; Königsberg.
Remenyi, K. A. (1954): *Emys* in der Eiszeit Ungarns. – Földt. Közl., **84:** 376–388; Budapest (ungarisch).
Scheck, C. (1977): Forschungen und Berichte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg. – **9:** 77 S.; Stuttgart (Müller & Gräff Verlag).
Staesche, K. (1926): Sumpfschildkröten aus dem Weimarer Diluvium. – Centralbl. f. Min. etc., **1926** (B), No. 6: 216–222; Stuttgart.
Ullrich, H. & Mlynarski, M. (1978): Reptilienreste aus dem jungpleistozänen Travertin von Burgtonna in Thüringen. – Quartärpaläontologie, **3:** 97–102; Berlin.
Wermuth, H. (1952): Die europäische Sumpfschildkröte. – Akad. Verl., 40 S.; Leipzig (Geest u. Portig).
Wessely, F. (1975): Vorgeschichtliche Tierskelette aus einer Schachthöhle im Staatsforst Veldenstein, Landkreis Bayreuth. – Diss. Univ. München.

Tafelerläuterungen

Tafel 9

Emys orbicularis (L.), postglazialer Löß, Osterhofen (Niederbayern) Bayer. Staatsslg. f. Paläontologie u. hist. Geologie Inv. Nr. 1979 I 62.
Fig. 1a: Carapax, Außenansicht.
Fig. 1b: Carapax, Innenansicht, mit Schädel, Becken und Teilen des Schultergürtels sowie Extremitätenresten.
Fig. 2a: Plastron mit fehlenden Epiplastra, Ventralansicht.
Fig. 2b: Plastron, Visceralansicht.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 20 | 119–132 | München, 15. 12. 1980

Anomalomys minor Fejfar, 1972 (Rodentia, Mammalia) aus zwei jungtertiären Fundstellen Niederbayerns

Von Manfred Schötz*)

Mit 6 Abbildungen

Kurzfassung

Aus zwei miozänen Fundstellen in Bayern (Niederaichbach und Maßendorf) werden insgesamt 29 Zähne von *Anomalomys minor* beschrieben, darunter die bislang nicht bekannten M_1 und M_3. Die Funde könnten für diese Art eine größere stratigraphische Reichweite andeuten.

Abstract

29 teeth of *Anomalomys minor* from two Miocene localities in Bavaria (Niederaichbach and Maßendorf) are described, including M_1 and M_3 hitherto unknown. The material might indicate a higher stratigraphic amplitude for this species.

1. Einleitung

O. Fejfar beschrieb 1972 einen neuen Vertreter der Gattung *Anomalomys* Gaillard, 1900. Mit Hilfe dieser kleineren Art *A. minor* aus dem Karpat Westböhmens parallelisierte er zwei Fundstellen aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns mit Franzensbad in der Tschechoslowakei (Fejfar, 1972: 171–176). Ihm standen hierfür fünf Zähne aus Franzensbad und je ein Molar aus Langenmoosen und Undorf zur Verfügung.

Aus zwei weiteren bayerischen Fundstellen (Niederaichbach, Maßendorf) lassen sich insgesamt 29 Zähne dieser neuen Spezies zuordnen. Darunter befinden sich auch die bisher nicht bekannten M_1 und M_3 von *A. minor*.

Da diese Art für die zeitliche Gliederung kontinentaler Sedimente sowie für die Stammesgeschichte von *Anomalomys* (Fejfar, 1972: 177–191) Bedeutung besitzt, bislang jedoch erst sieben Zähne veröffentlicht worden sind, dürfte eine Beschreibung dieser Neufunde sicherlich von Interesse sein.

*) M. Schötz, Amselweg 7, D-8311 Lichtenhaag.

Nähere Hinweise zur Lage beider Fundstellen findet man bei Schötz (1979: 465, 467). Um die Zähne besser miteinander vergleichen zu können, sind auf allen Abbildungen die rechten Molaren als linke dargestellt. Länge und Breite wurden mit einem Stereomikroskop und einem Okularmikrometer gemessen. Zur Beschreibung der Funde verwendete ich überwiegend die Terminologie, die Fejfar (1972) gebrauchte.

Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter der Inventarnummer 1980 IX aufbewahrt.

Bedanken möchte ich mich besonders bei Herrn Prof. Dr. V. Fahlbusch für die kritische Durchsicht des Manuskripts und seine freundlicherweise gewährte Hilfe bei der Veröffentlichung. Er gab mir außerdem viele wertvolle Anregungen und Hinweise.

2. Beschreibung der Funde

Anomalomys minor Fejfar, 1972

2.1 M^1 (Maße siehe Abb. 6)

Maßendorf: 3 linke M^1:	1980 IX 1	(Abb. 1:4)
	1980 IX 2	(Abb. 1:2)
	1980 IX 3	(Abb. 1:1)
2 rechte M^1:	1980 IX 4	(Abb. 1:5)
	1980 IX 5	(Abb. 1:6)
Niederaichbach:		
1 rechter M^1:	1980 IX 6	(Abb. 1:3)

Beschreibung und Vergleich: Aus Maßendorf stammen fünf Exemplare, von denen zwei distal (Nr. 1, 4) und eines labial (Nr. 2) leicht beschädigt sind. Nr. 5 ist stark abgekaut.

Vier Molaren (Nr. 1, 2, 3, 5) besitzen einen gut ausgebildeten Längsgrat, während er bei Nr. 4 zwischen Vorjoch und Mesoloph unterbrochen ist, da die labiale Synklinale II sich mit der lingualen Innenbucht verbunden hat. Der vordere Quersporn ist stets lang und labial mit der Vorderknospe verschmolzen, wodurch die Synklinale Ia geschlossen bleibt. Bei Nr. 2 und 5 ist diese Synklinale, bedingt durch die starke Abkauung, nicht mehr sichtbar, war aber sicherlich früher vorhanden.

Der Mesoloph ist bei allen Molaren lang und erreicht bei Nr. 2 den Zahnrand. Er verbindet sich bei stärkerer Abnutzung der Zahnkronen mit dem Metaconus, während die labiale Synklinale II auch bei den stark abgekauten Zähnen offen bleibt. Das Nach-

Abb. 1: Erste obere Molaren von *Anomalomys minor* (–.1 Seitenansichten lingual. –.2 Seitenansichten labial, –.3 Distalansichten).
Maßendorf: 1: M^1 li. (1980 IX 3), 2: M^1 li. (1980 IX 2), 4: M^1 li. (1980 IX 1), 5: M^1 re. spiegelbildlich (1980 IX 4), 6: M^1 re. spiegelbildlich (1980 IX 5)
Niederaichbach: 3: M^1 re. spiegelbildlich (1980 IX 6)

1

2

3

1.1

2.1

3.1

2.2

1.2

3.2

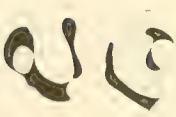
2.3

1.3

1 mm

3.3

4



5

6

joch mündet bei Nr. 1 und 2 in den Vorderarm, bei Nr. 3 und 4 in den Hinterarm des Hypoconus. Der Posteroloph verlauft, soweit das zu sehen ist, immer nach vorne in den Metaconus. Die Innenbucht ist bei Nr. 1, 2, 3, 5, ähnlich dem Zahn aus Undorf (Fejfar, 1972, Abb. 3: 12), eumyarionformig nach vorne abgewinkelt. Die linguale Schmelzwand zeigt bei allen Molaren mesial, nie jedoch distal, eine mehr oder weniger stark konkave Biegung. In diesem Merkmal gleichen sie den zwei Franzensbader Stücken (Fejfar, 1972, Abb. 2: 1, 2). Eine weitere Einbuchtung an der labialen Wand der Vorderknospe, besonders deutlich zu sehen an den Zahnen Nr. 2 und 5, entstand durch den langen, bis zum Zahnrand reichenden vorderen Quersporn. Eine Zweiteilung der Vorderknospe ist an keinem Exemplar wahrzunehmen.

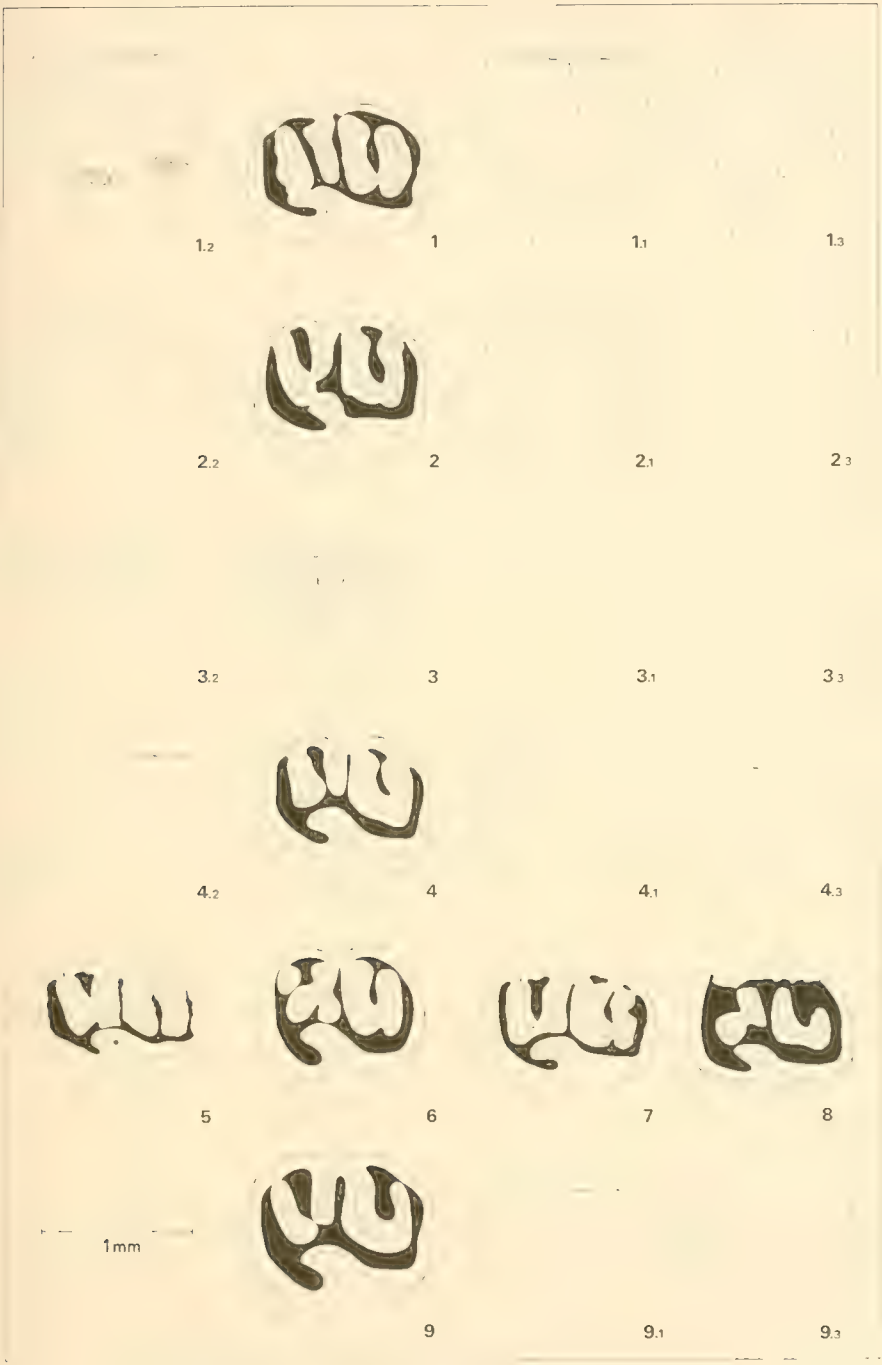
Aus Niederaichbach liegt ein schwach abgekauter Molar vor (Nr. 6), der sich von den Maßendorfer Funden etwas unterscheidet. Die Innenbucht ist hier mit der Synklinale I verbunden, wodurch die Vorderknospe mit dem Protoconus vom restlichen Zahn getrennt wird. Die Synklinale Ia zwischen Vorderknospe und vorderem Quersporn ist im Gegensatz zu allen Maßendorfer Funden labial offen und mündet in die Synklinale I. Der Posteroloph, aber auch der Mesoloph sind labial gut mit dem Metaconus verbunden. Das Nachjoch ist vom Langsgrat getrennt. In all diesen Merkmalen zeigt der Zahn aus Niederaichbach mehr Übereinstimmung mit den zwei Funden aus Franzensbad (Fejfar, 1972, Abb. 2: 1, 2) als mit den fünf Molaren aus Maßendorf.

2.2 M^2 (Maße siehe Abb. 6)

Maßendorf: 4 linke M^2:	1980 IX 7	(Abb. 2:5)
	1980 IX 8	(Abb. 2:6)
	1980 IX 9	(Abb. 2:1)
	1980 IX 10	(Abb. 2:8)
4 rechte M^2:	1980 IX 11	(Abb. 2:2)
	1980 IX 12	(Abb. 2:7)
	1980 IX 13	(Abb. 2:4)
	1980 IX 14	(Abb. 2:3)
Niederaichbach:		
1 rechter M^2:	1980 IX 15	(Abb. 2:9)

Beschreibung und Vergleich: Aus Maßendorf liegen acht Exemplare vor, von denen der Zahn Nr. 10 sehr stark abgenutzt und labial abgebrochen ist, während Nr. 12 mesial nur eine geringe Beschadigung aufweist. Nr. 14 stammt von einem sehr jungen Individuum, ist kaum abgekaut und zeigt in den Seitenansichten (Abb. 2: 3.1, 3.2, 3.3) die ursprüngliche Höhe dieser Molaren.

Abb. 2: Zweite obere Molaren von *Anomalomys minor* (–.1 Seitenansichten lingual, –.2 Seitenansichten labial, –.3 Distalansichten)
Maßendorf: 1: M^2 li. (1980 IX 9), 2: M^2 re. spiegelbildlich (1980 IX 11), 3: M^2 re. spiegelbildlich (1980 IX 14), 4: M^2 re. spiegelbildlich (1980 IX 13), 5: M^2 li. (1980 IX 7), 6: M^2 li. (1980 IX 8), 7: M^2 re. spiegelbildlich (1980 IX 12), 8: M^2 li. (1980 IX 10)
Niederaichbach: 9: M^2 re. spiegelbildlich (1980 IX 15)


1.2
1
1.1
1.3
2.2
2
2.1
2.3
3.2
3
3.1
3.3
4.2
4
4.1
4.3
5
6
7
8
1mm
9
9.1
9.3

Bei Zahn Nr. 9 ist die Innenbucht mit der vorderen Außenbucht verbunden, ähnlich den zwei von FEJFAR (1972, Abb. 1: 1, 2) abgebildeten Funden aus Franzensbad und Langenmoosen, wobei die hierdurch entstandene durchgehende Synklinale durch die Verbindung des Anterolophs mit dem Paraconus labial geschlossen wurde. Bei Nr. 11 trennt bereits ein schmaler Grat, der bei den restlichen Molaren im allgemeinen kraftig ausgebildet ist, die Innen- von der vorderen Außenbucht. Alle Funde, mit Ausnahme von Nr. 12, besitzen einen breiten, kraftigen Anteroloph. Bei Zahn Nr. 8 wird vom Protoconus-Hinterarm, der nach ruckwarts gerichtet den Mesoloph berührt, eine kleine Bucht abgeschnürt.

Bei der Verbindung des Vor- und Nachjochs mit dem Längsgrat zeigen die Zähne zahlreiche Varianten: Bei Nr. 9 und 14 verlauten beide Querjoche in den Längsgrat, bei Nr. 11, 12 und 13 nur das Vorjoch, während das Nachjoch getrennt ist, und bei Nr. 7 verhalt es sich gerade umgekehrt. Die Querjoche der Molaren 8 und 10 besitzen mit dem Langsgrat keine Verbindung, jedoch ist bei beiden Exemplaren das Vorjoch schräg nach vorne mit dem Anteroloph verbunden. Der lange Mesoloph endet manchmal in einem kleinen Mesostyl (z. B. Nr. 9). Mit Ausnahme des Fundes Nr. 11 mundet der Mesoloph nach rückwärts in den Metaconus.

Sowohl in der Größe als auch in der Form ihrer Zahnkronen zeigen die zweiten oberen Molaren eine große Variabilitat, die auch bei Eumyarionzahnen festzustellen ist (ENGESSER, 1972, Abb. 107: 3). Lassen die Molaren Nr. 7, 9 und 12 einen länglichen, rechteckigen Umriß erkennen, so haben Nr. 8, 11, 13 und 14 eine kürzere, quadratische bis trapezförmige Gestalt.

Der Fund aus Niederaichbach (Nr. 15) besitzt etwas großere Maße, gleicht in seiner einfachen, klaren Struktur jedoch stark dem Zahn Nr. 13 aus Maßendorf. Innenbucht und vordere Außenbucht sind durch einen kraftigen Grat getrennt. Das Vorjoch ist mit dem Protoconus-Hinterarm gut verbunden, während das Nachjoch keine Verbindung mit dem Hypoconus besitzt. Der Mesoloph ist lang und verschmilzt labial sowohl mit dem Metaconus als auch mit dem Paraconus.

Von den oberen Molaren aus Franzensbad und Langenmoosen (FEJFAR, 1972, Abb. 1: 1, 2) unterscheiden sich die Funde aus Maßendorf und Niederaichbach hauptsachlich dadurch, daß alle Zähne mit Ausnahme von Nr. 9 und 11 einen durchgehenden, meist gut ausgebildeten Längsgrat besitzen.

2.3 M_1 (Maße siehe Abb. 6)

Maßendorf:	2 linke M_1:	1980 IX 16	(Abb. 3:4)
		1980 IX 17	(Abb. 3:3)
	2 rechte M_1:	1980 IX 18	(Abb. 3:2)
		1980 IX 19	(Abb. 3:1)
Niederaichbach:			
	1 linker M_1:	1980 IX 20	(Abb. 3:5)

Beschreibung und Vergleich: Aus Maßendorf stammen vier Zähne, davon sind Nr. 18 und 19 bereits sehr stark abgekaut. Bei allen Exemplaren ist die vordere Außenbucht mit der lingualen Synklinale II gut verbunden. Diese tiefe Synklinale, die den aus Metaconid und Vorderknospe bestehenden Vorderteil des Zahnes abtrennt, schließt sich labial erst bei stärkerer Abkauung, wie das bei Nr. 18 und 19 zu sehen ist. Bei Nr. 16 zeigt die Vorderknospe eine leichte Zweiteilung. Dieser Zahn unterscheidet sich insge-

Abb. 3: Erste untere Molaren von *Anomalomys minor* (–.1 Seitenansichten labial, –.2 Seitenansichten lingual, –.3 Distalansichten)
Maßendorf: 1: M_1 re. spiegelbildlich (1980 IX 19), 2: M_1 re. spiegelbildlich (1980 IX 18), 3: M_1 li. (1980 IX 17), 4: M_1 li. (1980 IX 16)
Niederaichbach: 5: M_1 li. (1980 IX 20)

samt etwas von den übrigen Exemplaren. So fehlt bei ihm die Verbindung zwischen Nachjoch und Hypoconid, die bei allen anderen Funden vorhanden ist. Auch das Mesolophid ist kurz, würde aber bei weiterer Abnützung mit dem kleinen mesialen Sporn am Entoconid verschmelzen. Bei Zahn Nr. 17 mündet das schmale Mesolophid in die vordere Seitenwand des Entoconids. Bei diesem Exemplar ist das Posterolophid nach innen

hockerig ausgebildet, während bei Nr. 16 ein Hypoconid-Hinterarm, der wieder ins Posterolophid mundet, eine kleine Senke abkapselt. Bei beiden Zähnen ist das Posterolophid noch nicht mit dem Entoconid verbunden, wie das bei den stärker abgekauten Molaren Nr. 18 und 19 der Fall ist. Die Verbindung des Nachjochs mit dem Längsgrat ist stets gut ausgebildet.

Der einzige M_1 aus Niederaichbach (Nr. 20) ist etwas länger als die Molaren aus Maßendorf (Abb. 6). Morphologisch gleicht er dem Zahn Nr. 17. Wie dieser besitzt er ein Posterolophid, das eine hockerige Struktur aufweist. Das Mesolophid ist sehr kräftig ausgebildet. An der Stelle, wo es in den Längsgrat mündet, zeigt dieser einen in die hintere Außenbucht hineinragenden Sporn. Der Protoconid-Vorderarm ist so lang, daß dadurch die Verbindung zwischen vorderer Außenbucht und lingualer Synklinale II abgeriegelt worden ist. Keiner der Maßendorfer Molaren verfügt über einen solch langen Vorderarm am Protoconid.

2.4 M_2 (Maße siehe Abb. 6)

Maßendorf: 3 linke M_2:	1980 IX 21	(Abb. 4:3)
	1980 IX 22	(Abb. 4:2)
	1980 IX 23	(Abb. 4:6)
3 rechte M_2:	1980 IX 24	(Abb. 4:5)
	1980 IX 25	(Abb. 4:4)
	1980 IX 26	(Abb. 4:1)

Beschreibung und Vergleich: Alle sechs Exemplare sind gut erhalten und kommen aus der Fundstelle Maßendorf. Wie bei den zwei Zähnen aus Franzensbad (FEJFAR, 1972, Abb. 1: 12, 13) sind bei ihnen drei transversale Loben ausgebildet. Bei Nr. 22 und 24 ist zwischen Nachjoch und Hypoconid ein Grat vorhanden, bei Nr. 21 berühren sich die beiden Schmelzwände, und bei Nr. 23 und 26 deutet eine etwas tiefer liegende Schmelzleiste diese Verbindung an. Einzig bei Zahn Nr. 25 verläuft die hintere Außenbucht bis zur Verschmelzung des Posterolophids mit dem Entoconid ohne größere Unterbrechungen.

Die linguale Synklinale I ist bei allen Funden festzustellen, wenn sie auch manchmal nur mehr als ein kleines Schmelzinselchen sichtbar ist. Das Mesolophid zeigt bei vier Maßendorfer Funden (Nr. 23–26) die Tendenz sich nach rückwärts mit dem Entoconid zu verbinden. Bei Nr. 21 und 22 ist das Mesolophid jedoch wie bei den Franzensbader Zähnen (FEJFAR, 1972, Abb. 1: 12, 13) schräg nach vorne zum Metaconid ausgerichtet. Die Verbindung zwischen vorderer Außenbucht und lingualer Synklinale II bleibt hierbei aber stets erhalten.

Nur bei Nr. 21 ist die Einbuchtung an der Vorderseite des Mittellobus zwischen Protoconid und Mesolophid den zwei Franzensbader Funden vergleichbar. Bei Nr. 23 und 26 ist diese Abschnürung wesentlich schwächer ausgebildet und scheint bei Nr. 22 und 24 ganz zu fehlen. Das Protoconid wird beim Molaren Nr. 25 zusätzlich durch eine distale Einbuchtung am Mittellobus vom Nachjoch getrennt. Das Posterolophid ist überall breit und kräftig entwickelt. An den Zähnen Nr. 21, 25 und 26 erkennt man, mehr oder weniger gut ausgebildet, einen Hypoconid-Hinterarm. Stets verläuft das Posterolophid bogenförmig nach vorne und verschmilzt mit dem Entoconid.

An einigen dieser zweiten unteren Molaren aus Maßendorf lassen sich morphologische Ähnlichkeiten mit *A. gaudryi* – Zähnen aus Neudorf, Großlappen-Aumeister (FEJ-

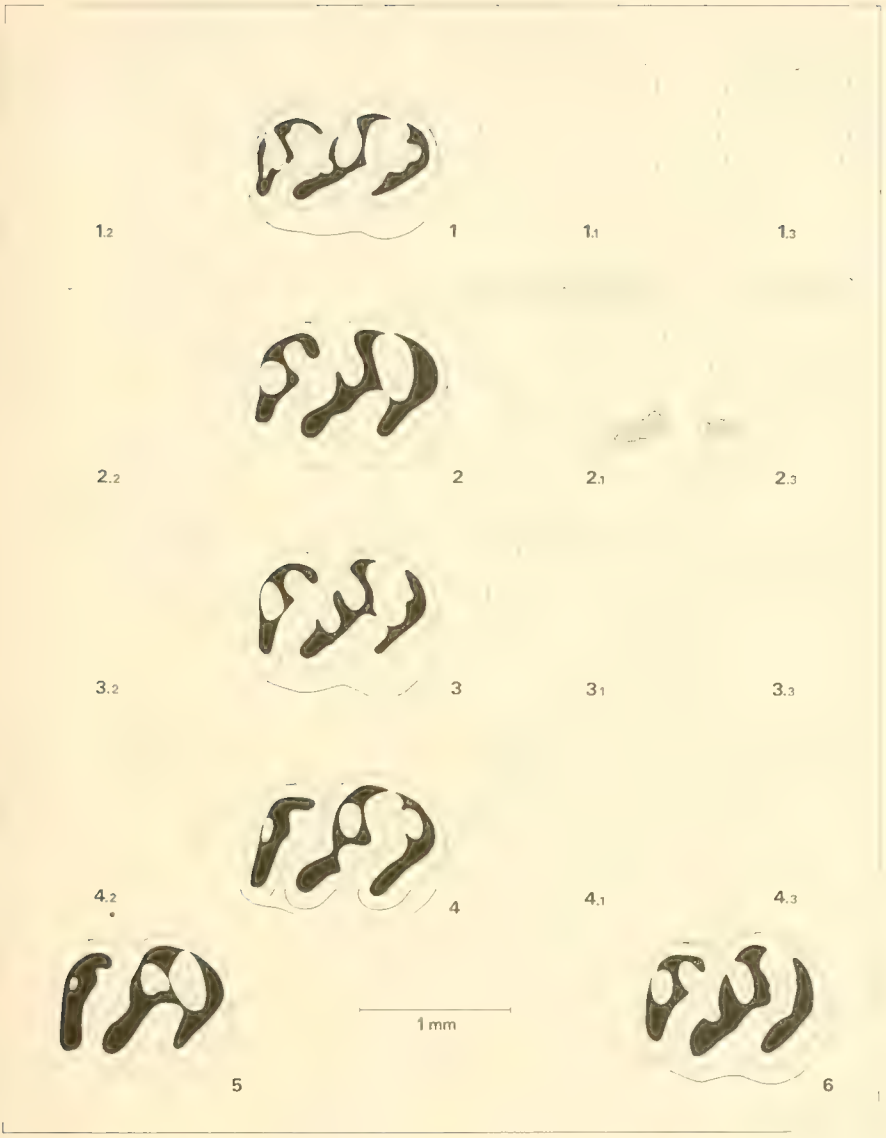


Abb. 4: Zweite untere Molaren von *Anomalomys minor* (–.1 Seitenansichten labial, –.2 Seitenansichten lingual, –.3 Distalansichten)
Maßendorf: 1: M_2 re. spiegelbildlich (1980 IX 26), 2: M_2 li. (1980 IX 22), 3: M_2 li. (1980 IX 21), 4: M_2 re. spiegelbildlich (1980 IX 25), 5: M_2 re. spiegelbildlich (1980 IX 24), 6: M_2 li. (1980 IX 23)

FAR, 1972, Abb. 1: 14, 15), Anwil (ENGESSER, 1972, Abb. 120: 2) und Funden aus La Grive (VIRET & SCHAUB, 1946, Fig. 4) feststellen. Solche Übereinstimmungen scheinen mir im Verlauf des Mesolophids, in der schwächeren Abtrennung des Protoconids und im Auftreten eines breiteren Posterolophids (Protoconid-Hinterarms) gegeben zu sein. Das geringe Material, die große Variationsbreite und die unterschiedlichen Abkauungsgrade der *Anomalomys*-Zähne setzen solchen Vergleichen allerdings Grenzen.

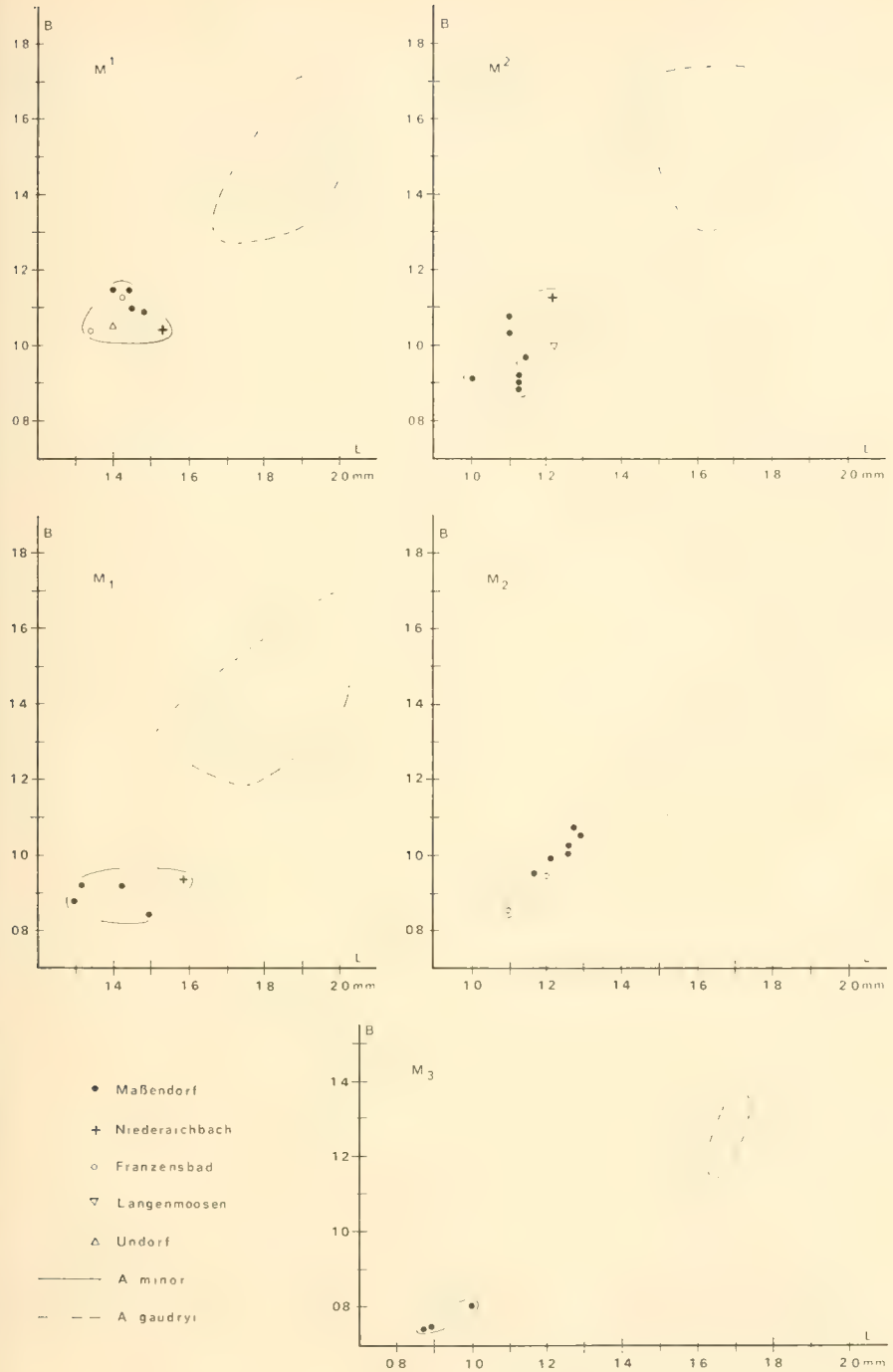
2.5 M_3 (Maße siehe Abb. 6)

Maßendorf: 3 linke M_3: 1980 IX 27 (Abb. 5:1)
1980 IX 28 (Abb. 5:3)
1980 IX 29 (Abb. 5:2)

Abb. 5: Dritte untere Molaren von *Anomalomys minor* (–.1 Seitenansichten labial, –.3 Distalansichten)
Maßendorf: 1: M_3 li. (1980 IX 27), 2: M_3 li. (1980 IX 29), 3: M_3 li. (1980 IX 28)

Beschreibung und Vergleich: Die drei Maßendorfer Zähne liegen in verschiedenen Abkauungsstadien vor. Bei Nr. 27 und 28 sind Proto- und Paraconid miteinander verschmolzen. Dadurch ist die vordere Außenbucht verschwunden. Bei Nr. 29 erkennt man diese Bucht noch, Para- und Protoconid stehen jedoch sehr dicht beisammen und sind durch einen schmalen Grat verbunden. Dieser Zahn besitzt auch eine Synklinale I, die labial durch die Berührung des Anterolophids mit dem Metaconid geschlossen ist.

Abb. 6: Längen-Breiten-Diagramm der Molaren von *Anomalomys minor* aus Maßendorf und Niederaichbach im Vergleich mit *A. minor* aus Franzensbad (Tschechoslowakei), Langenmoosen und Undorf (Obere Süßwassermolasse Bayerns) und *A. gaudryi* (FEJFAR, 1972, Abb. 5 und ENGESSER, 1972, Diagramm 37 und 38)


B
M 1
M 2
M 3
M 1
M 2
L
14 16 18 20 mm
10 12 14 16 18 20 mm
08 10 12 14 16 18
Maßendorf
Niederaichbach
Franzensbad
Langenmoosen
Undorf
A minor
A gaudryi

Das Vorjoch steht bei Nr. 28 und 29 transversal mit dem Paraconid, bei Nr. 27 jedoch schrag nach rückwarts mit dem Protoconid in Verbindung. An Zahn Nr. 29 bemerkt man ein kleines Mesolophid. Das Nachjoch ist bei allen Funden gut mit dem Hypoconid verbunden. Das breite, kurze Posterolophid mündet bei stärkerer Abkauung nach vorne ins Entoconid. Wie bei den M_2 ist auch am Zahn Nr. 29 eine Dreiteilung in transversale Loben zu erkennen, die beim stark abgekauten Molaren Nr. 28 eine S-formige Struktur ergeben.

3. Bemerkungen

An den Zahnen lassen sich geringe großenmäßige und morphologische Unterschiede feststellen, die teilweise auch auf unterschiedliche Abkauungsgrade zurückzuführen sind. Aber alle Funde aus Niederaichbach und Maßendorf gehoren eindeutig zu der von Fejfar (1972) beschriebenen Art *Anomalomys minor*. Wegen ihrer geringen Maße (Abb. 6) grenzen sie sich klar vom größeren *A. gaudryi* ab, sowohl von den Funden aus Neudorf, den Zahnen aus La Grive, dem Münchener Flinz (Fejfar, 1972, Abb. 5) und den Exemplaren aus Anwil (Engesser, 1972, Diagramm 37/38). Aber nicht nur in ihrer Große, sondern auch im semihypsodonten Charakter, den die Zahne in den Seitenansichten zeigen (siehe Abb. 1–5), gleichen sie den sieben von Fejfar (1972) beschriebenen Funden.

An den drei Molaren aus Niederaichbach fällt auf, daß sie insgesamt etwas größer sind als die Maßendorfer Funde. Auch an den Strukturen der Zahnkronen lassen sich Unterschiede erkennen. Ob diese Abweichungen durch das verschiedene Alter beider Fundstellen zu erklaren sind, laßt sich an Hand des geringen Materials von drei Zähnen nicht aufzeigen, da zudem bei *Anomalomys*-Populationen „eine sehr große morphologische und dimensionelle Variabilität" (Fejfar, 1972: 186) festzustellen ist.

4. Zum Alter der Fundstellen

Außer den hier beschriebenen Molaren ist *A. minor*, soweit mir bekannt, nur aus drei weiteren Fundstellen veröffentlicht worden (Fejfar, 1972). Zwei davon, Langenmoosen und Undorf, liegen in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns und gehören zur „alteren Schichtserie" (Dehm, 1955) dieser Ablagerungen. Franzensbad im Chebbecken der Tschechoslowakei wurde von Fejfar (1972, 1974) dem Karpat zugeordnet.

Den Mergel von Niederaichbach, aus dem ein Teil der Funde (3 Zähne) stammt, hat E. Schirm den ausgehenden „Limnischen Süßwasserschichten" der ostbayerischen Molasse zugerechnet. Fahlbusch stufte die von Schirm aufgesammelte Kleinwirbeltierfauna in das tiefere Torton ein (Hofmann, 1973: 26).

Die Mergeleinschaltung in der Kiesgrube bei Maßendorf (26 Zähne) liegt im Nordlichen Vollschotter. Nach Hofmann (1973: 28) ist auf dem unmittelbar westlich anschließenden Gradabteilungsblatt 7439 (Landshut Ost) die Basis des „Hangenden Nordlichen Vollschotters" (Batsche, 1957) bei rund 415 m und die Oberkante bei rund 475 m über NN anzunehmen. Der Mergel, aus dem die Funde ausgeschlämmt wurden, steht in einer Hohe von ca. 430 m uber NN an und liegt im unteren Teil des „Hangenden Nordlichen Vollschotters".

Die Funde aus Niederaichbach und Maßendorf gehören deshalb, nach der lithostratigraphischen Einordnung der Geologen, zwei verschiedenen jungtertiären Schichten Niederbayerns an (NEUMAIER, 1957, Abb. 1), wobei der Niederaichbacher Mergel ein höheres Alter besitzt und noch zur Brackwassermolasse gerechnet wird.

Der Nördliche Vollschotter wurde auf Grund der aufgefundenen Großsäugerreste (*Gomphotherium angustidens* und *Dinotherium bavaricum*) in die „mittlere Schichtserie" (DEHM, 1955) gestellt, was nach der alten Gliederung (NEUMAIER, 1957) einer Einstufung ins Sarmat entsprach (UNGER, 1978: 74). JUNG (1968: 54) ordnete eine in Maßendorf aufgefundene kleine Blattflora lokalstratigraphisch ins Obertorton bis Mittelsarmat ein.

In Niederaichbach und Maßendorf wurden bisher an Eomyiden nur *Keramidomys*-, in Maßendorf zusätzlich *Leptodontomys*-Zähne ausgeschlämmt (SCHOTZ, 1979). *Ligerimys* scheint in beiden Faunen bereits zu fehlen. Da die *Anomalomys*-Funde aber deutlich kleiner sind als jene in Neudorf und Sansan, wo bereits der entwickeltere *A. gaudryi* gefunden wurde (FEJFAR, 1972; CICHA et al., 1972), könnten Niederaichbach und Maßendorf nach der neuen Gliederung des europäischen kontinentalen Tertiärs (FAHLBUSCH, 1976) in die „mammal unit" NM5 des oberen Orleanium eingeordnet werden. Für Maßendorf und damit für den Nördlichen Vollschotter würde diese Einstufung allerdings ein höheres Alter andeuten, als man bisher allgemein angenommen hat. Andererseits wäre es auch möglich, daß *A. mimor* in der Molasse Bayerns eine größere stratigraphische Reichweite besitzt, die über das Karpat (NM5) hinaus ins Baden (NM6) hineinreicht. Da *A. mimor* bisher nur an wenigen Fundstellen dürftig belegt ist, muß diese Frage vorerst offen bleiben.

5. Schriftenverzeichnis

BATSCHE, H. (1957): Geologische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns. – Beih. geol. Jb., **26:** 261–307, 9 Abb.; Hannover.

CICHA, I., FAHLBUSCH, V. & FEJFAR, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **140** (2): 129–145, 2 Tab.; Stuttgart.

DEHM, R. (1955): Die Säugetierfaunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – Erl. geol. Übers.-Kt. der Süddeutsch. Molasse: 81–88; München.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28:** 35–363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf.; Liestal.

FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., **5** (2/3): 160–167, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.

FEJFAR, O. (1972): Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* GAILLARD, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141:** 168–193, 6 Abb.; Stuttgart.

FEJFAR, O. (1974): Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. – Paläontographica, A, **146:** 100–180, 35 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

HOFMANN, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 :25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut-Ost: 1–112, 7 Abb., 12 Tab., 7 Taf., 2 Beil.; München.

JUNG, W. (1968): Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- und Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. – Ber. naturw. Ver. Landshut, **25:** 43–72, 8 Taf.; Landshut.

NEUMAIER, F. (1957): Einführung zu: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. – Beih. Geol. Jahrb., **26:** 1–7, 1 Abb.; Hannover.

Schötz, M. (1979): Neue Funde von Eomyiden aus dem Jungtertiär Niederbayerns. – Aufschluß, **30**: 465–473, 8 Abb.; Heidelberg.

Unger, H. J. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 1–184, 33 Abb., 12 Tab., 15 Beil.; München.

Viret, J. & Schaub, S. (1946): Le genre *Anomalomys*, rongeur néogène et sa répartition stratigraphique. – Ecl. Géol. Helv., **39** (2): 342–352, 5 Abb.; Basel.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 133–136 | München, 15. 12. 1980

Ein neuer Fund des pleistozänen Moschusochsen in Bayern

Von Kurt Heissig*)

Mit Tafel 10

Kurzfassung

Ein Atlasfragment aus der holozänen Auwaldterrasse der Alz (bei Burgkirchen, Oberbayern) wird als *Ovibos* sp. bestimmt. Sein geologisches Alter bleibt unsicher, da sich das Stück auf sekundärer Lagerstätte befand.

Abstract

An Atlas-fragment coming from the Holocene of Burgkirchen/Alz (Bavaria) is determined as *Ovibos* sp.. Its geological age remains uncertain for its secondary deposition in holocene sediments.

1. Einleitung

Zu Beginn des Jahres 1979 bat mich Herr Dr. F. Traub[1]) ein fossiles Knochenstück zu bestimmen, das ihm von Dr. P. Kastner, Heimatpfleger in Gendorf/Alz, zugeschickt worden war. Das Stück ist heute wieder im Besitz des Finders, Herrn Schneidermeier in Burgkirchen. Den genannten Herren sei hier mein Dank ausgedrückt.

Es handelte sich um ein stark abgerolltes Atlasfragment eines Boviden und schien zunächst wenig Aussicht auf eine genauere Bestimmung zu bieten. Ein erster Vergleich mit pleistozänen Rindern ergab jedoch erhebliche Unterschiede, die mich veranlaßten, auch Moschusochsen in den Vergleich mit einzubeziehen. Für die Zusendung von drei subrezenten Vergleichsstücken aus Grönland bin ich Frau E. Hoch, Kopenhagen, zu besonderem Dank verpflichtet.

*) Dr. K. Heissig, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

[1]) Dr. Franz Traub, an derselben Adresse.

2. Geologische Situation

Die Fundstelle liegt bei Burgkirchen/Alz, zwischen der Bahnlinie und der Mündung des hier von Süden der Alz zufließenden Halsbachs. Das Stück wurde beim Saubern eines Fischweihers gefunden.

Nach W. H. Lobinger[2]) (freundl. Mitt.), der im westlich anschließenden Gebiet seine Diplomkartierung anfertigte, steigt hinter der Auwaldterrasse, auf der der besagte Fischweiher liegt, eine schmale Terrassentreppe postglazialen Alters bis zur eigentlichen Niederterrasse auf, in die der Halsbach eingeschnitten ist.

Es fällt also nicht schwer, eine Umlagerung aus der Niederterrasse anzunehmen. Dazu paßt auch die schlechte Erhaltung des Stückes. Ein Vorkommen des Moschusochsen auf primarer Lagerstatte in jungen Alluvionen ist kaum vorstellbar. Eine Umlagerung aus älteren, weiter entfernt anstehenden Terrassen- oder Lößablagerungen kann nicht ausgeschlossen werden.

Das Stück kann also keiner der Kaltzeiten sicher zugeordnet werden. Formunterschiede zu den rezenten Vergleichsstucken und Übereinstimmungen mit einem fossilen Rest aus der Niederterrasse der Schweiz erlauben keine weiteren Schlüsse.

3. Beschreibung und Bestimmung

Dem vorliegenden Fragment fehlt der dorsale Bogen ganz. Von den Alae ist die rechte ganz, die linke bis auf geringe Reste abgebrochen. Die Ränder der Gelenkflächen und alle vorspringenden Punkte sind der Abrollung zum Opfer gefallen. Aus diesem Grund wird auch auf die Angabe von Maßen verzichtet. Durch eine starke Verwitterung der Knochenoberfläche ist an den Gelenkflachen der Umfang der ehemaligen Überknorpelung nicht mehr erkennbar.

Der allein erhaltene ventrale Bogen übertrifft in seiner Breite und seinem massiven Bau den aller Rinder und stimmt darin mit *Ovibos* uberein. Wie bei den rezenten Stücken dieser Art ist die Fossa alaris weit nach lateral verdrängt und endet unmittelbar mit der ventralen Öffnung des Foramen transversarium.

Beim fossilen Stück, dessen Breite mit dem größten der Vergleichsstücke übereinstimmt, ist der ventrale Bogen etwas kürzer. Das Tuberculum ventrale und die caudale Gelenkflache sind stark abgerieben, zeigen aber noch, daß das Tuberculum im Gegensatz zu den rezenten Vergleichsstücken deutlich uber den Ventralrand der Fläche vorragte.

Das auffalligste Merkmal, das zugleich den wichtigsten Unterschied zum Atlas der großen Rinder darstellt, ist die breite Ventralfläche, auf der die Widerlager fur die Hocker des Basioccipitale liegen. Sie bilden als halbkreisformige Mulden tiefe Ausschnitte im Ventralrand der vorderen Gelenkflachen. Dieses Merkmal findet sich unter den quartären Artiodactylen nur bei *Ovibos* und seinen unmittelbaren Verwandten. Beim vorliegenden Stück scheinen diese Gruben weniger tief zu sein als bei den rezenten, doch kann das auch durch die Abtragung der umgebenden Fläche vorgetäuscht sein.

---

[2]) Dipl. Geol. W. H. Lobinger, Institut für allgemeine und angewandte Geologie, Luisenstraße 37, 8000 München 2.

Bei *Ovibos moschatus* ist der Ventralrand der vorderen Gelenkfläche mit einem scharfen Knick in diese Ausschnitte hineingebogen, so daß in jeder Grube noch ein kleiner Streifen überknorpelt ist. Dazwischen springt in der Mitte ein spitzes Tuberculum vor, auf dem die Gelenkflächen durch eine schmale Medianfurche getrennt sind. Diese Verhältnisse lassen sich beim vorliegenden Stück zwar noch in groben Zügen erkennen, doch sind Überknorpelung und Medianfurche verwischt. Bei echten Rindern ist dagegen die vordere Gelenkfläche ventral immer in gleichmäßiger Wölbung nach unten zurückgebogen. Widerlager für das Basioccipitale sind noch am ehesten bei *Bison bison* ausgebildet, wo auch die ventrale Umbiegung der Gelenkfläche am stärksten ist. Beides erreicht aber nicht die Ausprägung wie beim vorliegenden Stück. Bei *Bison* fehlt das mediane Tuberculum.

Lateral von den ventralen Ausschnitten springt der Unterrand der Cochlea mit einem dicken Höcker nach vorn, der sich ganz offensichtlich nicht, wie bei den Rindern, in einen scharfen Seitenrand fortsetzt. Bei den Vergleichsstücken zeigt sich, daß dieser Höcker scharf, dreieckig herausmodelliert ist, und daß auf den Lateralrand der Cochlea eine bandartige, überknorpelte Fläche aufgesetzt ist, die gegen die Cochlea selbst stark abknickt. Dadurch wird die Cochlea seitlich abgestutzt, ihr Lateralrand niedrig. Der Erhaltungszustand des fossilen Stückes läßt nur noch links einen Teil dieser Fläche erkennen. Sie scheint weniger scharf gegen die Cochlea abgewinkelt zu sein.

Im Inneren des Neuralkanals liegen hinter der Fovea dentis paarige Bandhöckerchen. Sie sind aber beim vorliegenden Stück nur mehr undeutlich erkennbar aber immer noch stärker als bei *Bison*. Sie umgreifen einen breiteren Zwischenraum als bei den rezenten Vergleichsstücken.

Von den wenigen Abweichungen gegenüber den rezenten Vergleichsstücken, die der fossile Atlas noch erkennen läßt, finden sich drei bei dem einzigen bisher beschriebenen und abgebildeten fossilen Atlas von *Ovibos* wieder: Die relative Kürze des ventralen Bogens, das stärkere Vortreten des Tuberculum ventrale nach hinten und der größere Abstand der Höckerchen im Neuralkanal. Dieses vollständigere und besser erhaltene Stück wurde aus der Niederterrasse der Aare bei Olten-Hammer bekannt gemacht (Stehlin 1916).

Eine Wertung dieser Merkmale in systematischer oder stratigraphischer Hinsicht ist nicht möglich, da einerseits alle bisherigen Diagnosen auf Schädelresten beruhen, andererseits über Variabilität und Merkmale der Wirbel beim Moschusochsen noch keine Untersuchungen vorliegen. Für fossile Formen reicht dafür das verfügbare Material bei weitem nicht aus.

Schriftenverzeichnis

DEHM, R. (1966): Über den Weinheimer *Ovibos*-Fund und die Niederterrassensande. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6:** 143–153, 2 Abb.; München.

HILZHEIMER, M. (1921): Die Halswirbelsäule von *Bos* und *Bison*. – Arch. f. Naturgesch., **87** A (7), 63 S., 57 Abb.; Berlin.

SOERGEL, W. (1942): Die Verbreitung des diluvialen Moschusochsen in Mitteleuropa. – Beitr. Geol. Thüringen, **7:** 75–95; Jena.

STEHLIN, H. G. (1916): Über einen *Ovibos*fund aus dem späten Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. – Verh. Naturf. Ges. Basel, **27:** 93–99, 4 Abb.; Basel.

STROMER, E. (1928): Säugetierfunde im Diluvium Bayerns. 2. Ein *Ovibos*-Schädel im Altdiluvium bayerisch Schwabens. – Centralbl. Min. usw., B **1928:** 594–600, 2 Abb.; Stuttgart.

Tafelerläuterungen

Tafel 10

Fig. 1: *Ovibos* sp., Atlasfragment, Burgkirchen/Alz, Ventralansicht.
Fig. 2: Dasselbe Stück, Caudalansicht.
Fig. 3: *Ovibos moschatus* L., Atlas, Hoelsbo/Grönland, Ventralansicht.
Fig. 4: Dasselbe Stück, Caudalansicht.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 137–157 | München, 15. 12. 1980

Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau)

Von Herbert Hagn & Esmail Moussavian*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 11–12

Kurzfassung

Gerölle sind wichtige Zeugen für die Geschichte der Alpen in tertiärer Zeit. Mit ihrer Hilfe können Aussagen zur Paläogeographie und Tektonik gemacht werden.

In dieser Arbeit werden 16 Gerölle der höheren kalkalpinen Oberkreide (Gosau), 131 Gerölle des kalkalpinen Alttertiärs sowie 3 Gerölle aus der höheren Oberkreide der Flyschzone mikrofaziell ausgewertet. Die Gosaugerölle verteilen sich auf Untere, Mittlere und Obere Gosau. Die Alttertiärgerölle wurden in das Mittel- und Oberpaleozän sowie in das Unter-, Mittel- und Obereozän eingestuft. Die jüngsten Gerölle gehören bereits dem Unteroligozän an. Die Datierung erfolgte mit Hilfe von Foraminiferen und Kalkalgen. Es konnten zahlreiche Faziestypen festgestellt werden, so z. B. Riff- und Riffschuttkalke, Foraminiferen- und Rotalgenkalke, Spiculite und turbiditische Sandsteine.

Cenoman (mit Orbitolinen) und Unterpriabon (mit *Nummulites fabianii*) konnten nicht nachgewiesen werden. Die vorliegende Geröllgemeinschaft repräsentiert damit eine typische Fernschüttung, wie sie für das Oligozän der Subalpinen Molasse Bayerns charakteristisch ist.

Mit Ausnahme der jüngsten Gerölle (höheres Priabon und Latdorf) kommen alle übrigen Gerölle auch in den oberoligozänen Angerberg-Schichten des Kalkalpins vor. Es wird auf die Bedeutung der Illyrischen Phase an der Wende Mittel/Obereozän für die Paläogeographie des kalkalpinen Raumes hingewiesen. Zu Beginn des Priabons verlagerte sich der Hauptsenkungsbereich nach Norden, während der Südteil der Nördlichen Kalkalpen Hebungen und damit starken Abtragungen ausgesetzt war.

*) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2. Dipl.-Geol. E. Moussavian, ebenda.

Abstract

Pebbles are important indicators enravelling the development of the Alps during the Tertiary supplying evidence on the paleogeography and the tectonics.

In this paper 16 pebbles of the Gosau (higher Upper Cretaceous in age), 131 pebbles of the austroalpine Lower Tertiary and 3 pebbles of younger Upper Cretaceous of the Flysch zone were interpreted by microfacies methods. The pebbles of the Lower Tertiary could be identified stratigraphically as Thanetian, Ilerdian, Cuisian, Lutetian, Priabonian and Latdorfian. Stratigraphical dating was done by Foraminifera and calcareous algae. A variety of facies types could be established, e. g. coral and algal reefs, detrital limestones, limestones with Foraminifera and red algae, spiculites and turbiditic sandstones deposited in deeper water.

No Cenomanian pebbles (no Orbitolinas) and no Lower Priabonian (no *Nummulites fabianus*) could be identified. The assemblage of pebbles represents a typical long distance transport deposit, a well known feature of the Subalpine Molasse of Bavaria.

With the exception of the youngermost pebbles (Upper Priabonian and Latdorfian in age) all other pebbles also occur in the Angerberg beds (Upper Oligocene) in the austroalpine Tirolic nappe (Tyrolia, Austria). The importance of the Illyric phase (Middle Upper Eocene) is stressed as regards the paleogeography of the Alpine realm. The depo-center of sedimentation moved to the North at the begin of the Priabonian whereas strong uplifts and corresponding denudation affected the southern part of the austroalpine belt.

Inhalt

A. Einführung 139
B. Fundort und Fundschicht der Gerölle 142
C. Die sedimentären Gerölle des Westerbuchbergs 144
1. Gerölle der Trias, des Jura und der Unterkreide 144
2. Gerölle der Gosau 145
3. Alttertiärgerölle 146
a. Thanet 146
b. Ilerd 148
c. Cuis 149
d. Lutet–Biarritz 150
e. Priabon–Latdorf 151
4. Flyschgerölle 152
D. Auswertung und Folgerungen 153
1. Das Mengenverhältnis der einzelnen Gerölltypen 153
2. Rückschlüsse auf Paläogeographie und Tektonik 153
Schriftenverzeichnis 155

A. Einführung

Seit den bahnbrechenden Arbeiten Boden's (1925, 1931) konnten unsere Kenntnisse der allochthonen Komponenten der bayerischen Molasse bedeutend vermehrt werden. Es sei hier nur an die Mitteilung Zöbelein's (1955, S. 343) über paleozäne und eozäne Gerölle aus der Unteren Süßwassermolasse der Murnauer und Rottenbucher Mulde des westlichen Oberbayerns erinnert, die völlig neue Perspektiven eröffnete. Auch die zusammenfassende Darstellung von Schmidmenz (1960) über die Geröllfluren zwischen Bodensee und Isar kann als Meilenstein in der Erforschung des alpinen und voralpinen Schutts dieser Vortiefe gelten. Desgleichen versuchte einer der Verfasser (H. Hagn), neue oder wenig bekannte Gerölltypen der subalpinen Molasse durch eine Reihe von Einzelbeschreibungen (z. B. 1971, 1972, 1976, 1979) bekanntzumachen.

Wenn auch die eine oder andere Schlußfolgerung Boden's heute nicht mehr gültig ist, so haben doch zwei wesentliche Erkenntnisse allen Neubeobachtungen standgehalten: 1. Die oligozänen Schüttungen werden im östlichen Bayern ab der Oberen Meeresmolasse von „Ablagerungen des Voralpengebietes" (Boden 1925, S. 482) abgelöst, d. h. es treten zum ersten Mal Gerölle von Flysch in großen Mengen auf. 2. Dieser Umschwung in der Schuttzufuhr erfolgte im Westteil der Molassezone früher als im Osten (z. B. Boden 1931, S. 15).

Diese Umstellung von Fern- auf Nahschüttung wurde, wie Boden bereits klar erkannte, durch tektonische Ereignisse im alpinen Orogen bedingt. Tollmann (1966, S. 113; 1976, S. 456) ordnete sie der Savischen Phase an der Wende von Alt- zu Jungtertiär zu. Nach diesem Autor endete die Fernschüttung in der bayerischen Molasse noch während des Aquitans (vgl. hierzu S. 155).

Die Fernschüttung wird durch Gerölle aus der Gosau sowie des kalkalpinen Paleozäns und Eozäns gekennzeichnet. In der Nahschüttung herrschen Flyschgerölle vor. Sie werden von helvetischen Sedimenten (z. B. der Kressenberger Fazies), von Orbitolinen-Cenoman und von Unterem Priabon (Fabianii-Fazies), beide Kalkalpin, begleitet. Das Geröllspektrum der quartären Hüllschichten schließt sich an die Nahschüttung an, wenn auch kalkalpine Komponenten wieder stärker in Erscheinung treten.

In Konglomeraten der **Nahschüttung** konnten in jüngster Zeit aufschlußreiche Funde gemacht werden. So wurden auf einer gemeinsamen Begehung mit den Herren cand. geol. J. Dubitsky und E. Hauser am 26. 7. 1979 im Bereich des Taubenbergs NW Miesbach in der Oberen Süßwassermolasse zahlreiche Gerölle von Oberer Meeresmolasse aufgesammelt. Sie liegen in der Fazies von gelben, mehr oder weniger sandigen Bryozoen-Ostreen-Balaniden-Kalken vor, die dem Typus von Schwaig a. d. Osterseen in jeder Hinsicht entsprechen. Diese Beobachtungen lassen daher die Paläogeographie der OMM in einem neuen Licht erscheinen und stellen eine Verbindung mit einem von Oberaudorf (Unterinntal) beschriebenen Miozängeröll her (Hagn 1976, S. 116).

Der Wachtbergschotter (Ottnang) der Subalpinen Molasse N Salzburg führt gelegentlich Gerölle von untercenomanen Gesteinen mit *Orbitolina concava* (Lam.). Diese enthalten reichlich Schutt jurassischer Gesteine in bayerisch-tirolischer Fazies (Spiculite, Filamentkalke, Radiolarienmikrite, rote Radiolarite, Hornsteine). Ein Geröll birgt zusätzlich noch Gehäuse der Gattungen *Praealveolina* und *Ovalveolina*. Bemerkenswert ist, daß Orbitolinen-führende Gesteine heute auf Blatt Salzburg nicht mehr anstehen, da das Hochbajuwarikum durch das Tirolikum bis auf einen schmächtigen Span aus Jura und Neokom überwältigt wurde. Man ist daher zu der Annahme gezwungen, daß die Lechtaldecke noch während des Ottnangs tektonisch noch nicht verhüllt und da-

mit der Erosion preisgegeben war. Die jüngsten einengenden und raumverzehrenden Vorgänge in den Alpen sind daher sehr spät zu datieren (vgl. hierzu GANSS in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, Fußnote 38 auf S. 473).

Es wird die Aufgabe der künftigen Geröllforschung sein, das soeben skizzierte Schema immer mehr zu verfeinern, um so die regionalen Unterschiede besser herauszuarbeiten. Es bedarf ferner noch zahlreicher Geröllanalysen, um lokal bedingte Schüttungsanomalien erkennen zu können, da auch sie das paläogeographische Bild abrunden.

Mit der Bearbeitung der Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Chiemgau) wurde daher ein erster Anfang gemacht. Die Wahl fiel deshalb auf diese Fundstelle, weil sie im Norden der Vorkommen von Angerberg-Schichten (kalkalpines Oberoligozän) des Tertiärbeckens von Kössen (Tirol) liegt, deren Gerölle von E. MOUSSAVIAN (1980, Ms.) bearbeitet wurden (Abb. 1). Damit war ein unmittelbarer Vergleich des Geröllbestandes beider Konglomerate möglich. Hinzukommt, daß die Aufschlüsse am Westerbuchberg gut zugänglich sind und auch auf Studentenexkursionen immer wieder abgesammelt werden konnten. Die Fundstelle wurde seit 1974 wiederholt besucht. Auf diese Weise konnte ein umfangreiches Belegmaterial gewonnen werden. An den Aufsammlungen waren neben den beiden Verfassern Herr Dr. E. OTT, cand. geol. G. HILMER, Frau A. NOE sowie die Herren W. NOE, H. OBERMÜLLER, H. WILL und nicht zuletzt J. WÜHRL beteiligt.

Aus den östlich anschließenden Gebieten liegen bereits ebenfalls umfangreiche Aufsammlungen von Gerollen vor, die einer Bearbeitung harren. Es handelt sich vor allem um Gerölle aus dem Aquitan (Ober Eger) der Blauen Wand und des Thalberggrabens S Traunstein (Aufgerichteter Südrand der Vorlandmolasse; vgl. hierzu BODEN 1935; HAGN 1971, 1972, 1976) sowie aus dem Wachtbergschotter des Ottnang N Salzburg (ebenfalls Aufgerichteter Südrand der Vorlandmolasse; vgl. hierzu TRAUB 1948; HAGN & OTT 1975). Inzwischen wurden die Aufsammlungen auch auf den Westteil der Molasse ausgedehnt. Erst in jüngster Zeit stellten die Herren J. MERBELER und G. ZINK, beide Sonthofen, interessante Gerollfunde aus den Steigbach-Schichten (höheres Oberoligozän) des westlichen Allgäus für eine Bearbeitung zur Verfügung.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß derzeit auch Gerölle aus südlicher gelegenen paläogeographisch-tektonischen Einheiten Gegenstand von Untersuchungen sind, um das Ausmaß der tertiären Abtragungen und Umlagerungen noch besser als bisher beurteilen zu können. So steht die Bearbeitung von Geröllen aus dem Mitteleozän (Südhelvetikum) von St. Pankraz am Haunsberg N Salzburg kurz vor dem Abschluß. Sie wurden von Frau HILDA STEINBACHER, Berchtesgaden, und Herrn J. PESCHL, Laufen, aufgesammelt. Die Gerölle der Tratenbach-Schichten (oberste Kreide und tiefes Alttertiär einer Zwischenzone zwischen Kalkalpiner Randschuppe und Flysch) NE Lenggries werden derzeit auf Verdacht auf unterostalpine Komponenten untersucht. Schließlich wird auch der Geröllbestand der obereozänen Oberaudorfer Schichten des Unterinntales (Kalkalpin) neu aufgewältigt, da das kalkalpine Priabon derzeit im Brennpunkt des Interesses steht.

Abschließend sei allen Geröllsammlern herzlich gedankt. Es ist uns ferner eine angenehme Pflicht, allen Gesprächspartnern, insbesondere den Herren Prof. Dr. D. HERM, Dr. L. HAPPEL und Dr. F. TRAUB, alle München, verbindlichst zu danken. Auch die technischen Mitarbeiter K. DOSSOW, G. FUCHS, F. HÖCK und H. MERTEL seien in diesen Dank mit eingeschlossen. Dankbar sei ferner vermerkt, daß die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg, die Untersuchung der Gerolle der Angerberg-Schichten durch eine umfangreiche Sachbeihilfe gefördert hat.

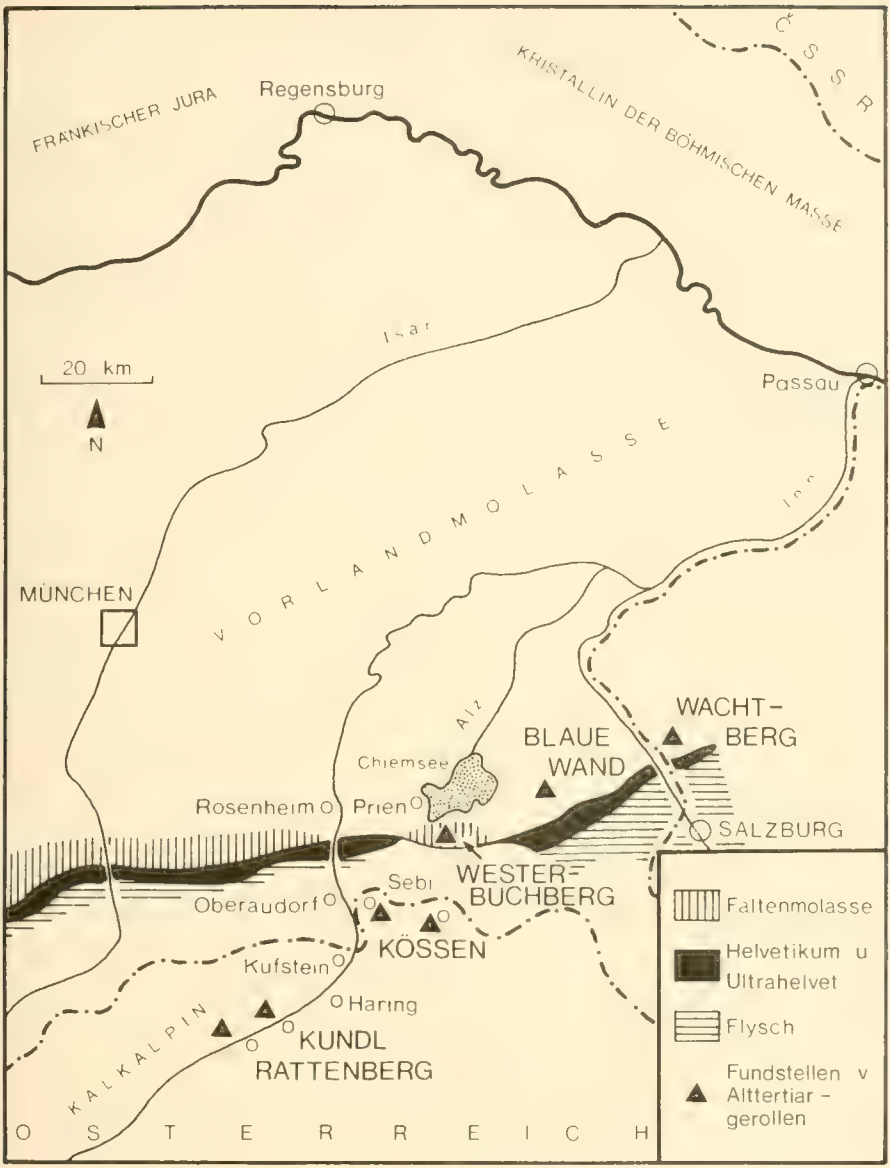


Abb. 1: Geologisch-topographische Übersichtsskizze.

B. Fundort und Fundschicht der Gerölle

Der Westerbuchberg liegt im SE-Teil des Gradabteilungsblattes 8140 Prien a. Chiemsee und ist von der Straße Übersee-Grassau aus zu erreichen. Infolge mächtiger Sand- und Konglomerateinschaltungen (um 200 m) ragt er als langgestreckter Härtling aus der Chiemseedepression hervor. Gute Aufschlüsse befinden sich vor allem im südöstlichen Teil dieses Hohenzugs in unmittelbarer Nachbarschaft zum Hotel „Zur schönen Aussicht". Vor allem die Konglomerate gegenüber dem Parkplatz lieferten eine reiche Ausbeute an Geröllen (r = 4535825; h = 5296300). Eine ausführliche Darstellung der Schichtfolge ist in jüngster Zeit Ganss (1977, S. 79–81, Abb. 16) zu verdanken.

Das Profil des Westerbuchbergs läßt einen raschen vertikalen und lateralen Faziswechsel erkennen. Mergel, Sandsteine und Konglomerate wechseln mehrfach miteinander ab oder verzahnen sich. Die Geröllfacher tragen eindeutig den Charakter von Restschottern. Harte Gemengteile (Gangquarze und anderes Kristallin) überwiegen bei weitem. Unter den sedimentären Komponenten ist vor allem der Alpine Buntsandstein angereichert. Die Karbonate treten dagegen starker in den Hintergrund. Ihre Korngröße schwankt im Bereich von wenigen cm. Gerolle mit einem Durchmesser von über 5 cm sind ziemlich selten. Diese Auslese und Kornverkleinerung ist durch einen langen Transportweg bedingt. Nur ausnahmsweise wurden auch weichere Gesteine, wie z. B. pelitische Kalke, überliefert.

Die Schwerminerale der klastischen Ablagerungen des Westerbuchbergs wurden von Füchtbauer (1964, S. 167) untersucht. Es konnten Granat, Turmalin, Apatit, Staurolith, Rutil, Epidot und Zirkon festgestellt werden. In jüngster Zeit wurde Herr Dipl.-Geol. W. Skeries von Herrn Prof. Dr. G. Troll, München, mit der petrographischen Bearbeitung der zahlreichen Kristallingerolle im Rahmen einer Dissertation betraut.

Auf den ersten Blick erinnern die Konglomerate des Westerbuchbergs an die Bausteinschichten der Subalpinen Molasse. Da in den sie begleitenden Sandsteinen und Mergeln jedoch brackische Faunenelemente (z. B. *Polymesoda*, *Tympanotonus*, *Pirenella*), lagenweise selbst eingeschwemmte Landschnecken[1]) auftreten, sind sie bereits dem Schichtbestand der Cyrenenschichten zuzurechnen (vgl. hierzu Zöbelein 1962, S. 261). Diese Aussage wird durch eine kleine Ostracodenfauna bekräftigt; sie wurde aus Mergeln gewonnen, welche hinter dem Gasthaus „Zur schönen Aussicht" anstehen (leg. E. Moussavian). Herr Dr. H. Malz, Frankfurt a. M., bestimmte folgende Gattungen und Arten:

Phlyctenophora grosdidieri Stchepinsky
Miocyprideis glabra (Goerlich)
Miocyprideis rara (Goerlich)
Hemicyprideis cf. *dacica* (Hejjas)
Hemicyprideis sp.

[1]) Diese Angaben verdanken wir Herrn J. Wühl, München.

Die genannten Arten sind in den Cyrenenschichten der bayerischen Molasse und teilweise des Elsaß *(Phlyctenophora grosdidieri)* verbreitet. Sie treten aber auch in der Puchkirchener Serie Oberösterreichs auf. Die Gattung *Hemicyprideis* liegt in zwei glattschaligen Arten vor. Da die Bewohner brackischer Gewässer Schalen mit Hockerbildungen besitzen, weist dieser Befund auf einen nicht allzu niedrigen Salzgehalt hin.

Ganss (in Ganss & Schmidt-Thomé 1955, S. 476; 1977, S. 80) faßte die Sandsteine und Konglomerate als Deltaschüttungen eines alpinen Flusses auf, den er als „Ur-Ache" bezeichnete. Die Erosionsbasis war ein von Aussüßung bedrohter Küstenraum, in welchem die Cyrenenschichten abgelagert wurden.

Die Schichtfolge des Westerbuchbergs wird heute allgemein in das Chatt (= Unt. Eger der Stufengliederung der Paratethys) eingestuft. Da feinstratigraphisch verwertbare Fossilien fehlen, kann eine genauere zeitliche Festlegung nur durch Vergleiche mit anderen Profilen erfolgen. Zunächst ist festzuhalten, daß die Sandsteine und Konglomerate des Westerbuchbergs offenbar jünger sind als die Bausteinschichten des Westens. Nach Paulus (1963, S. 68–70, Abb. 4) setzte nämlich die Sandschüttung östlich des Inns später ein als in den westlich anschließenden Gebieten. In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß auch die Umstellung von der „Fernschüttung" in eine „Nahschüttung" in der Geröllzufuhr im Osten später als im Westen erfolgte (vgl. hierzu S. 139). Da tieferes Chatt demnach für einen Zeitvergleich ausscheidet, kann die Fundschicht der Gerölle im Sinne von Hofmann (1962, S. 565) als **mittleres Chatt** bezeichnet werden.

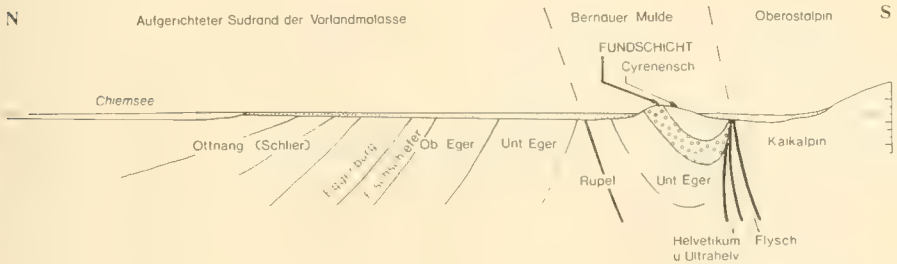


Abb. 2: Schematisches Profil durch die Bernauer Mulde und ihre Nachbareinheiten. Nach Ganss (in Ganss & Schmidt-Thomé) 1955 und 1977.

Der Westerbuchberg stellt ein markantes Bauelement der Bernauer Mulde, des östlichen Ausläufers der Faltenmolasse, dar. Seine Schichten fallen mittelsteil nach Süden ein und gehören dem Nordflügel dieser Mulde an (Ganss 1977, Abb. 57 auf S. 285, Querprofil 6). Der Südflügel ist tektonisch stark reduziert und tritt obertags nicht in Erscheinung. Seine Verstümmelung ist durch die räumliche Nähe zum Kalkalpin bedingt. Infolge raumverzehrender Vorgänge wurden selbst das Helvetikum, das Ultrahelvetikum und die Flyschzone vom Oberostalpin überwältigt (Abb. 2). Wenige km weiter im Osten, am Ostrand des Osterbuchbergs, wird schließlich die Bernauer Mulde vollständig ausgequetscht.

C. Die sedimentären Gerölle des Westerbuchbergs

Die Auswahl der Gerölle erfolgte nach qualitativen Gesichtspunkten, d. h. es wurde nach deutlich struierten organogenen Kalken (z. B. Riffkalken, Fossilschuttkalken, Rotalgenkalken) gesucht. In vielen Fällen war die megaskopische Unterscheidung von körnigen Kristallingeröllen nicht eben leicht. Um das Bild abzurunden, wurden auch sandige Gesteine und selbst mehr oder minder dichte, pelitische Kalke berücksichtigt. Quantitative Untersuchungen im Sinne einer statistischen Geröllanalyse wurden hingegen nicht durchgeführt.

Die zeitliche und fazielle Bestimmung der Gerölle erfolgte in Dünnschliffen, also mit mikrofaziellen Methoden. Dabei spielten die **Foraminiferen** eine ausschlaggebende Rolle. Als besonders wertvoll erwiesen sich die zahlreichen Großforaminiferen, auch wenn sie infolge der meist nicht zentrierten Schnittlagen artlich nicht immer bestimmbar waren. Für die höchste Oberkreide seien die Gattungen *Orbitoides, Lepidorbitoides* und *Siderolites,* für das Alttertiär die Genera *Nummulites, Assilina, Operculina, Ranikothalia, Discocyclina, Fasciolites* (= *Alveolina* auctorum) und *Orbitolites* genannt. Eine zweite wesentliche Gruppe stellen die pelagischen Foraminiferen dar *(Globotruncana* und *Hedbergella* in der Oberkreide, *Globigerina, Acarinina, Morozovella* und *Turborotalia* im Alttertiär). Weitere wichtige Hinweise lieferten benthonische Kleinforaminiferen, so z. B. im Eozän die größerwüchsigen Gattungen *Eorupertia, Chapmanina, Halkyardia* und *Fabiania.* Selbst die krustenbildenden Gypsinen konnten mit Erfolg für die Datierung im Alttertiär eingesetzt werden.

Neben den Foraminiferen stellen die **Algen** die zweitwichtigste Fossilgruppe dar. Sie sind nicht nur Gesteinsbildner, sondern können, wenigstens teilweise, auch als Leitformen gelten. An erster Stelle stehen die Rotalgen; sie werden durch drei Familien und zahlreiche Gattungen (Solenoporaceae: *Elianella;* Squamariaceae: *Ethelia, Peyssonelia;* Corallinaceae: *Lithothamnium, Archaeolithothamnium, Lithophyllum, Mesophyllum, Lithoporella, Distichoplax, Corallina* u. a.) vertreten. Gelegentlich stellen sich auch Grünalgen (Dasycladaceae: *Broeckella, Acicularia,* u. a.) ein.

Die Altersbestimmung der Gerölle fußt gewöhnlich nicht auf einer einzelnen Art, sondern berücksichtigt die Gesamtheit aller Faunen- und Florenelemente. Ein besonderes Augenmerk wurde ferner dem Auftreten allochthoner, also umgelagerter Hartteile geschenkt. **Aufarbeitungen** sind in tektonisch unruhigen Gebieten, im Bereich von Orogenen, besonders häufig. Ihre Auswertung ermöglicht zusätzliche Aussagen zur Paläogeographie im alpinen Raum.

1. Gerölle der Trias, des Jura und der Unterkreide

Gerolle aus der Trias konnten dem Buntsandstein, dem Oberen Muschelkalk bzw. den Reiflinger Schichten (schwarze Kalke mit Filamenten), dem Wettersteinkalk und dem Rhät zugeordnet werden. Letztere Stufe wird durch Kössener Lumachellenkalke sowie durch helle Riffschuttkalke (u. a. mit *Microtubus communis* E. Flügel, *Ataxophragmum alpinum* E. Flügel und *Austrocolomia canaliculata* (Kristan-Tollmann) vertreten. Verkieselte Oolithe könnten ebenfalls dem Rhät angehören, doch ist Lias nicht mit Sicherheit auszuschließen. Zum Lias sind Fleckenkalke (Allgäu-Schichten), Mergelkalke mit *Involutina liassica* (Jones) sowie schwarze kieselige Kalke (Spiculite) zu rechnen. Aus dem Oberen Dogger stammt ein Filamentkalk. Verhältnismäßig häufig sind Neokom-Aptychenschichten, nämlich helle Fleckenkalke, teilweise mit kreidiger Ver-

witterungsrinde, und graue Kalke mit Hornsteinknauern. Sie führen hauptsächlich verkalkte Radiolarien und winzige Flagellaten *(Nannoconus)*.

Die genannten Gesteine gehören dem **kalkalpinen Mesozoikum** in **bayerisch-tirolischer** Fazies an.

2. Gerölle der Gosau

Sie verteilen sich auf drei Hauptgruppen, welche der Unteren, Mittleren und Oberen Gosau zugeordnet werden können.

Untere Gosau. – Es liegen lithoklastreiche Schuttkalke vor, die mit der Unteren Gosau von Sebi im Unterinntal verglichen werden können. Neben Triaskarbonaten beobachtet man vor allem Komponenten aus dem Jura (Spiculite, Radiolarienmikrite und Hornsteine). Fossilien treten mehr in den Hintergrund. Es wurden sandschalige Foraminiferen, Bryozoen, Schalenschutt von Mollusken, Echinodermenreste und Algen, vor allem *Ethelia alba* (Pfender) beobachtet. Hierzu Schliffe G 2429, 2438–2439 und 2503–2504 a/80.

Mittlere Gosau. – Ein Hippuritenschuttkalk (G 2526 a/80) enthält u. a. *Cuneolina pavonia* d'Orb., zahlreiche Milioliden, darunter *Quinqueloculina gosae* Reuss und Schalenschutt von Rudisten *(Hippurites, Radiolites, Plagioptychus)*. Die Biogene tragen häufig einen Mikritsaum. – Ein weiteres Geröll (G 2078 a/80) ist als Echinodermenschuttkalk ausgebildet, der neben feinem Schalenzerreibsel von Hippuriten und Echinodermenbruchstücken auch zweikielige Globotruncanen führt.

Obere Gosau. – Hierher gehören Fossilschuttkalke mit orbitoidalen Großforaminiferen sowie Globotruncanenmikrite. Sie sind in den Zeitbereich Obercampan–Maastricht einzustufen.

Die **Fossilschuttkalke** enthalten Quarz in wechselnder Menge, Phyllitfetzen sowie andere kristalline Komponenten. Durch sie wird die Nähe der Grauwackenzone angezeigt. Die Grundmasse birgt neben Kleinforaminiferen (benthonisch: Sandschaler, Milioliden, *Bolivina incrassata* (Reuss), rotaliide Formen wie *Pararotalia, Gavelinella, Anomalinoides;* pelagisch: *Globotruncana, Hedbergella,* Gehäuse von *Orbitoides, Lepidorbitoides* und *Siderolites*. In Schliff G 2478 a/80 wurde zusätzlich *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger) beobachtet. Bryozoen, Serpeln, Schalenreste, u. a. von *Hippurites* und *Radiolites,* Echinodermenschutt und Rotalgengrus vervollständigen das faunistische und floristische Bild (Schliffe G 2393, 2406, 2421, 2478, 2508 und 2450 a/80).

In den Schliffen G 2479 und 2505 a/80 wurde *Orbitoides apiculatus* Schlumberger festgestellt. Das Alter der beiden Gerölle ist damit auf Maastricht einzuengen. Begleitende Faunenelemente sind *Mississippina binkhorsti* (Reuss), *Siderolites calcitrapoides* Lam. sowie die Gattungen *Pseudosiderolites* und *Sulcoperculina*.

Ein grauer **Mikrit** erwies sich im Schliff (G 2506–2507 a/80) als reich an Globotruncanen und anderen pelagischen Gattungen *(Hedbergella, Globigerinelloides, Heterohelix)*. Es konnten die Arten *Gl. stuarti* (De Lapp.), *Gl. arca* (Cushm.), *Gl. fornicata* Plummer und *Gl. lapparenti* Brotzen bestimmt werden.

Übereinstimmende Orbitoiden-führende Gosaugerölle wurden von Hagn (1971) aus der Molasse des Traun-Profils (Chiemgau) und aus dem Allgäu beschrieben. Es besteht ferner eine sehr große Ähnlichkeit zu den Orbitoidensandsteinen von Wörschach bei Liezen in der Steiermark (Janoschek 1968, S. 145; Tollmann 1976, S. 435–436), von

der wir dank der Freundlichkeit von Herrn Dr. U. Franz Vergleichsmaterial besitzen. Es handelt sich hierbei um eine sehr südlich gelegene Gosau.

Ebenfalls in die Gosau, wenn auch mit Vorbehalt, möchten wir ein Geröll eines **Süßwassertravertins** stellen (Schliff G 2521 a/80). Das Gestein ist erfüllt von Onkoiden und Krusten von Cyanophyceen. Stellenweise sind *Schizothrix*-artige Algenröhrchen gut zu erkennen. Derartige Bildungen kommen gelegentlich auch als Komponenten im Alttertiär vor, so z. B. in einem Elianellen-Sandstein (Thanet) des Wachtbergkonglomerats N Salzburg (Hagn & Ott 1975, S. 121) sowie in einem sandigen Fossilschuttkalk des Zeitbereichs Ob. Ilerd - Cuis des Westerbuchbergs (G 2487 a/80). Es liegt eine nichtmarine südliche Randfazies vor. Möglicherweise sind diese Gesteine auch im tieferen Paleozän entstanden.

3. Alttertiärgerölle

Die paleozänen, unter- und mitteleozänen Gerölle werden nur kurz beschrieben, da sie mit Gerollen aus den Angerberg-Schichten im wesentlichen übereinstimmen, welche von E. Moussavian monographisch bearbeitet wurden (1980, Ms.). Da außerdem der Druckraum stark begrenzt war, mußte auf palaontologische Bemerkungen weitgehend verzichtet werden.

a. Thanet

Riffkalke, Riffschuttkalke, Elianellenkalke. – Am Aufbau der grauen bis weißlichen, manchmal auch rötlichgrauen Kalke sind hauptsachlich Korallen und Kalkalgen beteiligt. Das Bindemittel ist überwiegend mikritisch. An Foraminiferen sind vor allem sessile Sandschaler (*Haddonia praeheissigi* Samuel, Kohler & Borza; vgl. hierzu Hagn 1968), Milioliden, *Anomalinoides*, *Mimacma* und *Planorbulina cretae* (Marsson) zu nennen. Die Metazoen werden durch Bruchstücke von Bryozoen, Serpeln, Muschelschalen, Kleingastropoden, Krebspanzern und Echinodermen vertreten. Die leitende Alge ist *Elianella elegans* Pfender & Bassi (Taf. 12, Bild 1). Von Rotalgen sind ferner *Peyssonelia antiqua* Johnson, *Distichoplax biserialis* (Dietrich) sowie die Gattungen *Lithophyllum*, *Mesophyllum* und *Archaeolithothamnium* aufzuführen. Auch Grünalgen sind verhältnismäßig haufig; es liegen die Genera *Acicularia*, *Terquemella* und *Broeckella* vor. Selbst eingeschwemmte Palisadenzellen von *Microcodium elegans* Gluck fehlen nicht (Schliffe G 2422, 2430, 2480–2481, 2547, 2560–2562 a/80).

Ein Geröll eines rötlichbraunen Riffschuttkalks wurde zum ersten Mal von Hagn (1972, S. 114–116, Taf. 7) aus dem Aquitan des Traun-Profils beschrieben. Wenige Jahre spater machten Hagn & Ott (1975, S. 119 usf.) Sandsteine und Kalke mit *Elianella elegans* Pfender & Bassi als Gerölle aus dem Wachtbergschotter (Ottnang) N Salzburg bekannt. Ein Jahr darauf wurde ein weiterer Fund eines Elianellenkalkgerölls von der Blauen Wand gemeldet (Hagn 1976, S. 126).

Vergleichbare Gesteine sind von Wörschach bei Liezen (Steiermark) bekannt (Janoschek 1968, S. 147 usf.). Vergleichsproben von dieser Lokalität stellte uns dankenswerterweise Herr Dr. U. Franz zur Verfügung. Auch sie führen reichlich *Elianella elegans*. Hierher gehort auch der Kambühelkalk von Ternitz in Niederosterreich (Tollmann 1976, S. 449–451, Abb. 244–245). Beide Vorkommen sind auf den Kalkalpensüdrand beschränkt.

Ein bemerkenswerter Fund desselben Gesteins gelang Herrn J. Wühri in der Lammer, ca. 2–3 km E Vogelau bei Abtenau S Salzburg. Das stattliche Bachgeröll eines rötlichbraunen Korallen-Algenkalks (längster Durchmesser 23 cm) enthält ebenfalls *Elianella elegans* (Schliffe G 2123–2128 a/80). Es läßt teils ein biostromatisches Gefüge erkennen, teils ist es als Fossilschuttkalk ausgebildet.

Ferner wurde ein Geröll eines Corallinaceen-Schuttkalks mit *Elianella*, *Peyssonelia antiqua* Johnson und *Planorbulina cretae* (Marsson) unlängst auch im Belegmaterial zu Hagn & Zeil (1954) entdeckt (Schliff 201 a 52). Damit ist dieses Gestein auch im Wörthkonglomerat (Oberoligozän) der östlichen Murnauer Mulde nachgewiesen (vgl. hierzu Hagn, Hiemer & Moussavian 1979).

Der Aufmerksamkeit von Herrn Dr. T. Feuerer, München, verdanken wir schließlich ein Geröll aus dem jüngsten Pleistozän, das im Forstenrieder Park S München gefunden wurde. Schliff G 1759 a/78 läßt wiederum u. a. *Elianella elegans* und *Distichoplax biserialis* erkennen.

Elianella elegans scheint weltweit verbreitet zu sein. So konnten Hagn, Butt & Malz (1980) diese Alge selbst auf dem Suiko-Seamount im NW-Pazifik im höheren Mittelpaleozän nachweisen (DSDP, Glomar Challenger).

Corallinaceen-Schuttkalke. – Hierher sind zehn Gerölle zu stellen. Die Gesteine enthalten Quarzkörner in wechselnden Mengen. Kleinforaminiferen sind häufig. *Planorbulina cretae* (Marsson) ist allenthalben anzutreffen. In Schliff G 2441 a/80 wurde *Miscellanea miscella* (d'Arch. & Haime) beobachtet. Das Schliffbild wird durch Algenreste bestimmt (u. a. *Elianella*, *Peyssonelia*, *Ethelia*, *Lithophyllum*, *Mesophyllum*, *Distichoplax*, *Jania* und *Microcodium*).

Es bestehen alle Übergänge zu den oben beschriebenen Gesteinen. Es ist ferner anzunehmen, daß diese Fazies bis in das Ilerd hinaufreicht.

Milioliden-Biosparit. – Dieses auffallende Gestein liegt in vier Geröllen vor (Schliffe G 2079, 2418, 2451 und 2509 a/80). In der sparitischen Matrix schwimmen vereinzelt Quarzkörner und Phyllitfetzen. Neben Sandschalern (Textulariidae, Ataxophragmiidae, Placopsilinidae) treten Milioliden in großer Zahl auf (*Pyrgo*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, *Miliola*). Ferner wurden Dendritinen, *Fasciolites* (*Glomalveolina*) *primaevus* (Reichel), *Dictyoconus* (= *Fallotella* = *Coskinolina* auctorum) *alavensis* (Mangin) und *Broeckmella arabica* Henson angetroffen (Taf. 11, Bild 1–2). Dazu gesellen sich einige rotaliide Kleinforaminiferen. Kalkschwämme, Bryozoen, Schalenreste von Mollusken, Ostracoden, Krebs- und Echinodermenreste ergänzen das faunistische Bild. Von den Algen seien die Gattungen *Elianella*, *Lithophyllum*, *Distichoplax* und *Ethelia* genannt.

Die Gattung *Broeckinella* ist damit zum ersten Mal in den Nordalpen nachgewiesen (vgl. hierzu Drobne & Hottinger 1971, S. 215). Das überwiegende Auftreten porzellanschaliger Foraminiferen weist auf einen lagunären Charakter der Sparite hin (Decrouez & Lanterno 1979, Abb. 10 auf S. 85). Man hat es daher mit einem backreef-Bereich zu tun.

Miliolidenkalke dieses Typs treten offenbar auch in der Subalpinen Molasse des Allgäus auf. Eine neuerliche Durchsicht des von Hagn (1960, S. 178, Taf. 3, Bild 2–5) aus dem Altaquitan von Wertach abgebildeten Gerölls (Schliff 16 a/51) erbrachte nämlich eine weitgehende Übereinstimmung mit den Geröllen des Westerbuchbergs.

b. Ilerd

Kalke und Sandkalke mit Großforaminiferen. – Die erste Gruppe umfaßt **Fossilschuttkalke** mit reichlich Klein- und Großforaminiferen, Bryozoen, *Serpula*, *Ditrupa* sowie Lamellibranchiaten- und Echinodermenschutt. Algen spielen beim Aufbau dieser detritären Gesteine eine große Rolle.

Unter den Kleinforaminiferen ist vor allem die krustenbildende *Gypsina ogormani* (Douv.) hervorzuheben. Die Großforaminiferen werden durch kleine Nummuliten, *Operculina*, *Ranikothalia*, *Discocyclina* und *Fasciolites* vertreten (Schliffe G 2395, 2423, 2482 und 2538a/80). E. Moussavian konnte die Arten *Operculina subgranulosa* d'Orb., *Discocyclina seunesi* Douv., *D. douvillei* (Schlumberger), *Fasciolites* (= *Alveolina* auctorum) *corbaricus* (Hottinger), *F.* cf. *trempinus* (Hottinger) und *F.* (*Glomalveolina*) cf. *lepidulus* (Schwager) bestimmen. An Algen wurden *Lithophyllum carpathicum* Lem., *L. densum* Lem., *L. mengaudi* Lem., *Mesophyllum varians* Lem., *Distichoplax biserialis* (Dietrich), *Peyssonelia antiqua* Johnson und *Ethelia alba* (Pfender) ermittelt.

Das Auftreten von Discocyclinen weist einmal auf jüngeres Paleozän hin. Zum anderen wird durch diese Gattung eine Sedimentation im offenen Meer angezeigt (Kemper 1966, Abb. 6 auf S. 551).

In das Ilerd ist auch das Alveolinen-führende Geröll zu stellen, das Ganss (1977, S. 87, Abb. 17) aus den Cyrenenschichten von Weisham (Prien-Profil) beschrieb.

Die zweite Gruppe von Gerollen wird durch **Feinsandkalke** repräsentiert, wie sie auch in den Gerollen von Radstadt im Pongau auftreten. Neben zahlreichen feinen Quarzkornern enthalten diese Gesteine Glimmer, Turmalin und andere Schwerminerale. An Kleinforaminiferen wäre vor allem *Lockhartia haimei* (Davies) hervorzuheben (Schliff G 2556 a/80). Operculinen sind häufig. Es liegen die Arten *O. ammonea* Leymerie und *O. subgranulosa* d'Orb. vor. Dazu gesellen sich nicht selten Discocyclinen, Alveolinen (s. oben) und die Gattung *Opertorbitolites* (G 2527 a/80). In Schliff G 2563 a/80 wurde zudem *Fasciolites* (*Glomalveolina*) *lepidulus* (Schwager) beobachtet.

Corallinaceen-Schuttkalke. – Diese Fazies des Ilerds schließt sich eng an die Lithothamnien-Schuttkalke des Mittelpaleozans an. Sie unterscheiden sich von diesen im wesentlichen durch das haufige Auftreten von Discocyclinen (G 2483, 2512, 2528, 2537 und 2539 a/80).

Sandige bis feinkonglomeratische Fossilschuttkalke. – In dieser Spielart beobachtet man neben Quarzkornern häufig Gerollchen triadischer Karbonate. Die Mikrofauna wird hauptsachlich durch pelagische Foraminiferen (*Globigerina*, *Acarinina*, *Morozovella*) vertreten. In Schliff G 2484 a/80 wurden zahlreiche umgelagerte Foraminiferen aus der jüngsten Oberkreide beobachtet (*Globotruncana*, *Hedbergella*, *Rugoglobigerina*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*). Es handelt sich hierbei um eine Ablagerung in tieferem Wasser. Diese Ausbildung läßt sich sehr gut mit einem kleinen Vorkommen anstehenden Oberpaleozäns im Wilden Kaiser in Beziehung bringen (Mitterer Wande, ca. 500 m SW Griesenau; leg. H. Scholz). Die Vergleichsprobe wurde uns dankenswerterweise von Herrn Dr. E. Ott zur Verfügung gestellt.

In einem weiteren Geröll (G 2546 a/80) wurden neben Discocyclinen und *Miscellanea miscella* (d'Arch. & Haime) zahlreiche Palisadenzellen von *Microcodium elegans* Glück beobachtet (vgl. hierzu Hagn & Ott 1975, S. 121).

Schließlich sei noch ein Geröll eines grobstruierten Schuttkalkes angeführt, das auf einen Umlagerungshorizont schließen laßt (G 2541 a/80). Es enthält neben zahlreichen

Karbonaten der Trias Mergelgeröllchen, Komponenten mit *Microcodium elegans* Glück sowie umgelagertes Mittelpaleozän, u. a. mit Elianellen. Das gleichzeitige Vorkommen pelagischer Foraminiferen läßt auf eine gewisse Wassertiefe schließen.

Fossilschuttkalke des Ilerds liegen uns ferner als Bachgerölle aus der Lammer E Vogelau (leg. J. Wührl) vor. Sie sind mit schwarzen Schieferfetzen gespickt. Ein weiteres loses Fundstück stammt aus dem Nefgraben (Gosaubecken). Wir verdanken es Herrn A. Auer, Bruckmühl.

Spiculite. – Eine letzte Fazies des Ilerds stellen Schwammnadelgesteine vor, welche neben teils kieselig erhaltenen, teils verkalkten Spiculae reichlich Kleinforaminiferen enthalten (Sandschaler, Lagenidae, Miliolidae, *Cibicides, Globigerina, Acarinina, Morozovella).* In Schliff G 2394 a/80 wurden zusätzlich zahlreiche Bruchstücke der krustenbildenden *Gypsina multiformis* (Trauth) festgestellt. Daneben treten Discocyclinen, Bryozoen und Echinodermenreste auf.

Dieses Gestein entspricht der Beckenfazies, die am weitesten im Norden gelegen war. Sie setzt sich mindestens noch bis in das Cuis, sehr wahrscheinlich sogar bis in das tiefere Lutet hinein fort. Die Spiculitfazies wurde zum ersten Mal von Hagn (1976, S. 124 usf.) von der Blauen Wand im Traun-Profil beschrieben.

c. Cuis

Auch im Untereozän dauerte die Fazies der Spiculite und Fossilschuttkalke an. Es ist in vielen Fällen nicht möglich, die Grenze zwischen Ilerd und Cuis scharf zu ziehen.

Spiculite. – Ein Teil der Spiculite ist zweifellos zum Cuis zu rechnen. Feinsandige Spiculite stehen heute noch im Jennbach bei Sebi im Unterinntal an (vgl. hierzu Hagn 1967, S. 290). Einige wenige Gerölle sind stark verkieselt und teilweise sekundär wieder ausgelaugt (G 2396–2397, 2443 a/80). Pelagische Foraminiferen sind meist nicht selten, doch ist eine artliche Bestimmung nur ausnahmsweise möglich. Es liegen neun Gerölle vor.

Sandige bis feinkonglomeratische Fossilschuttkalke. – Auch diese Ausbildung ist altersmäßig häufig schwer zu beurteilen. Neben Quarz und anderen kristallinen Gemengteilen trifft man nicht selten Triaskarbonate an. Ein paar Gerölle lassen einen turbiditischen Charakter erkennen; selbst Gradierung konnte beobachtet werden (G 2469 a/80). Das häufige Vorkommen pelagischer Foraminiferen deutet auf größere Wassertiefen hin. Hin und wieder treten auch umgelagerte Oberkreideforaminiferen auf (G 2085, 2536 a/80). *Distichoplax biserialis* (Dietrich) ist fast in allen Schliffen anzutreffen.

Kalke mit Großforaminiferen. – Hier befinden wir uns wieder auf sichererem Boden. Quarzkörner treten meist nur akzessorisch auf. An benthonischen Kleinforaminiferen wären vor allem *Gypsina ogormani* (Douv.) und *Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona) zu erwähnen (G 2426 a/80). Im Schliff G 2543 a/80 konnte eine *Morozovella* cf. *aragonensis* (Nuttall) beobachtet werden, eine Art, welche im Cuis und im tiefen Lutet verbreitet ist. Neben teilweise hochmündigen Nummuliten wurden die Arten *Assilina placentula* (Desh.) und *A. laxispira* (De La Harpe) festgestellt. Daneben kommen die Genera *Operculina, Discocyclina, Asterocyclina, Fasciolites* und *Orbitolites* vor. Namentlich seien noch *Discocyclina archiaci* (Schlumberger) und *Linderina brugesi* Schlumberger (letztere in G 2426 und 2545 a/80) hervorgehoben. Schutt von Metazoen

(Bryozoen, Anneliden, Mollusken, Crustaceen und Echinodermen) ist häufig. Untergeordnet treten auch Rotalgenreste auf. Diese Fossilschuttkalke werden durch acht Gerolle repräsentiert.

Gypsinen-Schuttkalke. – Sie enthalten nur vereinzelt Quarzkörner. Das Schliffbild wird durch das massenhafte Auftreten der zierlichen Krusten von *Gypsina multiformis* (Trauth), einer sessilen Foraminifere, geprägt. Zwei weitere Gypsinenarten, *G. ogormani* (Douv.) und *G. linearis* (Hanzawa), sind hingegen ziemlich selten. Kleinforaminiferen stellen sich immer wieder ein, vor allem Sandschaler, Milioliden, „*Rotalia*" *tuberculata* Schubert, *Pararotalia*, *Cibicides* und andere rotaliide Formen. Dazu gesellen sich gelegentlich pelagische Foraminiferen. *Discocyclina* ist fast immer anzutreffen, seltener sind Reste der Gattungen *Eorupertia, Carpenteria* und *Fabiania*. Bryozoen, Echinodermenreste und Corallinaceengrus fehlen ebenfalls nicht.

Die Fazies der Gypsinen-Schuttkalke vermittelt zwischen den Spiculiten und turbiditischen sandigen Gesteinen im Norden und den Seichtwasserbildungen mit Großforaminiferen im Süden. Die Gypsinen-Schuttkalke stellen darüber hinaus Übergangsschichten vom Cuis in das Lutet dar. Dafür spricht auch das gemeinsame Vorkommen von *Gypsina ogormani* mit *G. linearis* (vgl. hierzu S. 151). Hierzu die Schliffe G 2490, 2492, 2515, 2532, 2534 und 2554a/80.

An die Wende Cuis/Lutet ist schließlich noch ein **fossilführendes Konglomerat** zu stellen (G 2551a/80). Es enthält neben Quarz und Komponenten der Trias Gerollchen von Elianellen-Corallinaceen-Kalken sowie Gypsinen-Ethelien-Kalken des Thanets, ferner Gerollchen von Operculinen- und *Distichoplax*-Kalken des Ilerds. Auch dieses Gestein führt die starken Umlagerungsvorgänge während des Alttertiärs deutlich vor Augen (vgl. hierzu v. Hillebrandt 1962, S. 345, 355; Hagn 1972, S. 116–118).

d. Lutet – Biarritz

Sandsteine und sandige Fossilschuttkalke. – Einige wenige Sandsteingerölle boten infolge ihrer Fossilarmut für die Datierung zunächst große Schwierigkeiten. Sie setzen sich aus Quarz, Glimmer, Schwermineralen, karbonatischen Komponenten der Trias und sehr wenig Glaukonit zusammen. In einer etwas fossilreicheren Varietät (G 2495a/80) konnte schließlich ein Schnitt durch eine *Turborotalia* aus der Gruppe der *T. cerroazulensis* (Cole) beobachtet werden. Damit war das mitteleozäne Alter dieser klastischen Bildungen gesichert.

In den sandigen Fossilschuttkalken wurden außerdem *Eorupertia ovalata* (Gümbel) und *Halkyardia minima* (Liebus) festgestellt (G 2516 und 2432a/80). Ferner ist *Gypsina linearis* (Hanzawa) fast immer in kleinen Fetzen anzutreffen. Dazu gesellen sich zahlreiche Klein- und Großforaminiferen, Reste von Metazoen und Detritus von Corallinaceen. Ergänzend sei noch *Discocyclina nummulitica* (Gümbel) genannt (G 2457 und 2514a/80). An der Wende Cuis/Lutet tritt auch *Asterigerina rotula* (Kaufm.) zum ersten Mal deutlich in Erscheinung.

Foraminiferen- und Corallinaceen-Schuttkalke. Den Grenzschichten Cuis/Lutet dürfte ein Geroll eines sandigen Alveolinenkalks (G 2453a/80) angehören. In der sparitischen Grundmasse schwimmen Sandschaler, zahlreiche Milioliden und rotaliide Kleinforaminiferen. Das sessile Benthos wird durch *Gypsina ogormani* (Douv.), *G. linearis* (Hanz.) und *G. multiformis* (Trauth) vertreten. An Großforaminiferen wurden neben *Nummulites* und *Discocyclina* hauptsächlich Alveolinen (teilweise floskulinisiert)

beobachtet, welche den Arten *Fasciolites cremae* (Checchia-Rispoli), *F. boscii* (Defrance in Bronn) und *F. rugosus* (Hottinger) nahestehen (det. E. Moussavian). Alle Biogene, einschließlich der Metazoen (Bryozoen, Mollusken, Echinodermen) und der Rotalgen sind stark abgerollt und verraten damit ein hochenergetisches Milieu.

Bezeichnend ist wiederum das gemeinsame Auftreten von *Gypsina ogormani* und *G. linearis* (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 221–226; Hagn 1972, S. 116–117). Ein besonders schönes Beispiel für eine Verwachsung beider Arten bietet ein weiteres Geröll (G 2433 a/80), in dem die erstgenannte Art deutlich vorherrscht, während *G. linearis* sich erst zögernd entfaltet (Taf. 12, Bild 2–3). Die Hauptentwicklung dieser Spezies fällt erst in das höhere Mitteleozän und in das tiefere Obereozän. *Gypsina ogormani* reicht hingegen vom Paleozän bis in das tiefere Mitteleozän, da sie selbst noch im Schwarzerz (Unter-Lutet) des Südhelvetikums von St. Pankraz N Salzburg beobachtet wurde. Andererseits setzt *G. linearis* mit bescheidenen Anfängen bereits im höheren Cuis, z. B. im Enzenauer Marmor des Helvetikums W Bad Tölz, ein. Ein gemeinsames Vorkommen beider Arten ist uns ferner aus dem tieferen Mitteleozän von Gračišće in Mittel-Istrien und von Purga di Velo, Vicentin (scogliera superiore, höheres Cuis) bekannt (ded. Prof. Dr. V. de Zanche, Padua). Es ist daher für den Zeitraum Ob. Cuis – Unt. Lutet bezeichnend.

Berücksichtigt man die beiden genannten Gypsinenarten, so kann ein Teil der mitteleozänen Gerölle unbedenklich in das **tiefere Lutet** eingestuft werden (G 2445, 2496, 2540, 2542 und 2549 a/80). An Kleinforaminiferen wären vor allem „*Rotalia*" *tuberculata* Schubert, *Asterigerina rotula* (Kaum.) und als Übergangsformen zu den Großforaminiferen *Eorupertia cristata* (Gümbel), *Halkyardia minima* (Liebus), *Chapmanina gassinensis* (Silv.) und *Fabiania cassis* (Oppenheim) hervorzuheben (G 2542 a/80). Ein Teil der Nummuliten läßt sich auf *N. gallensis* (Heim) beziehen. Unter den Corallinaceen tritt die Gattung *Lithoporella* häufiger auf. Ein planktonreicheres Geröll (G 2446 a/80) lieferte an altersweisenden Formen zusätzlich noch *Morozovella* cf. *spinulosa* (Cushm.).

Daneben fehlt es nicht an Hinweisen auf **höheres Mitteleozän,** wobei hier eine Unterscheidung zwischen Ob. Lutet und Biarritz nicht getroffen werden kann. Vor allem das Auftreten größerer Nummuliten, insbesondere aus der Gruppe des *N. perforatus* (Monti.), scheint in diese Richtung zu weisen. Die Gesteine sind ungemein fossilreich. Neben *Gypsina linearis* (Hanzawa) wurden auch *Gypsina vesicularis* (Parker & Jones) sowie *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) beobachtet. *Carpenteria* und *Biarritzina* sind ebenfalls anwesend. *Nummulites, Assilina, Operculina, Discocyclina, Asterocyclina* und *Aktinocyclina* sind häufige Erscheinungen. Unter den Molluskenresten fällt die teils blasige, teils feinblättrige Feinstruktur von *Pycnodonte gigantica* (Sol.) auf (G 2400 a/80). Dieser Gesteinstyp wird durch vier Gerölle dargestellt.

e. Priabon – Latdorf

Hierher sind helle Bryozoen-Corallinaceen-Schuttkalke, *Lithophyllum*-Kalke sowie (seltener) foraminiferenreiche Fossilschuttkalke zu stellen. Es liegen 23 Gerölle dieser Gesteine vor.

Der **obereozäne** Anteil dieser Kalke (7 Gerölle) kann wie folgt beschrieben werden: Die Matrix enthält nur vereinzelt terrigene Einstreuungen. Kleinforaminiferen sind durchwegs häufig (Sandschaler, Milioliden, rotaliide Formen wie *Pararotalia* und *Asterigerina*). Gelegentlich treten auch *Eorupertia, Chapmanina* und *Fabiania* auf. Auch

großwüchsige Globigerinen und Turborotalien fehlen nicht. An Großforaminiferen trifft man kleine, linsenförmige Nummuliten, Operculinen und, wenn auch seltener, Discocyclinen an. *Gypsina linearis* (Hanzawa) konnte **nicht** beobachtet werden.

Zum **Unteroligozän** können 16 Gerölle gestellt werden. Auch ihr Schliffbild wird von Bryozoen und Corallinaceen beherrscht. Die Gattung *Lithophyllum* nimmt wiederum eine dominierende Rolle ein. Milioliden sind durchwegs sehr häufig; ihre Gehäusewand ist im Schliff bräunlich durchscheinend. Unter den rotaliiden Formen fällt eine *Discorbis* (vel *Rotorbinella*) auf. Einige Asterigerinen erinnern an *A. bimammata* (Gümbel). Die Großforaminiferen werden ausschließlich durch kleine, flache bis linsenförmige Nummuliten und Operculinen vertreten. Neben *Lithophyllum* wurden die Algengattungen *Lithoporella, Dermatolithon, Archaeolithothamnium* und *Ethelia* beobachtet.

Diese Kalke weisen eine sehr große Ähnlichkeit mit Lithothamnienkalken von **Häring** in Tirol auf, welche heute allgemein in das Latdorf gestellt werden. Da in den vorliegenden Geröllen sowohl Discocyclinen als auch *Gypsina linearis* (Hanz.) fehlen, können auch sie in das Unteroligozän eingestuft werden. Im Gegensatz zu den übrigen Geröllen weisen die *Lithophyllum*-Kalke und ihre Varietäten in der Regel eine stark angewitterte Oberfläche auf. Auch ist es schwieriger, von ihnen Dünnschliffe herzustellen. Die scheinen noch nicht so stark verkalkt zu sein.

Lithophyllum-Kalke und ihre bryozoenreichen Äquivalente fehlen den Angerberg-Schichten, treten aber in der Subalpinen Molasse und selbst im Quartär nicht selten auf. Hierher gehört der größte Teil der von Hagn & Zeil (1954, S. 559, Taf. 44, Bild 1–2) aus dem Wörthkonglomerat (Staffelsee) beschriebenen Rotalgenkalke, die seinerzeit mit eozänen Granitmarmoren des Helvetikums verglichen wurden.

Abschließend sei noch ein Wort zum Obereozän gestattet. Zunächst ist festzuhalten, daß alle Hinweise auf tieferes Priabon fehlen. So konnten z. B. weder *Gypsina linearis* (Hanz.) noch *Nummulites fabiani* (Prever) ermittelt werden. Sodann ist die große fazielle Ähnlichkeit mit den unteroligozänen Algenkalken zu berücksichtigen. Es liegt daher nahe, die obereozänen Gerölle bis zum Beweis des Gegenteils in das Obere Priabon einzustufen, auch wenn die Gattung *Spiroclypeus* in ihnen bislang noch nicht gefunden wurde

4. Flyschgerölle

Es liegen drei Gerölle von Oberkreideflysch vor (G 2435, 2520 und 2535 a/80). Sie sind als feinkörniger Spiculit, spiculitischer Feinsandkalk bzw. als gradierter Feinsandkalk mit gebogenen Schichtflächen ausgebildet. Im Schliff erkennt man sehr feine Quarzkörner, etwas Glimmer und nur wenig Glaukonit. Die winzigen Kleinforaminiferen lassen sich auf die Gattungen *Hedbergella, Globigerinelloides* und *Heterohelix* beziehen. Sandschaler und rotaliide Formen runden das Bild ab. Die Spiculae erscheinen ziemlich zart.

Die fazielle Ausbildung weist auf die Zementmergelserie der südlichen Flyschfazies hin (vgl. hierzu Hagn, Hiemer & Moussavian 1979, S. 8).

Der Vollständigkeit halber seien noch zwei Gerölle (G 2434 und 2460 a/80) erwähnt, welche als feinsandige Foraminiferenkalke anzusprechen sind. Die kleinwüchsigen Foraminiferen verteilen sich auf Sandschaler, Milioliden, Lageniden und Hedbergellen. In

einem Schliff wurden auch verkalkte Radiolarien festgestellt. Die Gesteine erinnern an gewisse Spielarten der Tristelschichten (Flyschunterkreide), doch reichen die Funde für eine endgültige Bestimmung noch nicht aus.

D. Auswertung und Folgerungen

1. Das Mengenverhältnis der einzelnen Gerölltypen

In den vorangegangenen Abschnitten wurde eine Vielzahl sehr verschiedenartiger Gesteine vorgestellt. Einige davon besitzen alle Eigenschaften von **Leitgeröllen**, wie z. B. die Riff- und Riffschuttkalke des Thanets oder die gleichalten lagunären Biosparite. Wieder andere können als **Durchläufer** gelten. Hierher gehören die Spiculite und vor allem die meisten sandigen Fossilschuttkalke. Ursprünglich waren alle diese Gesteine durch fazielle Übergänge miteinander verbunden. Heute liegen sie in Form isolierter Gerölle vor.

Wenn auch die Grenze zwischen zwei Stufen nicht immer scharf gezogen werden konnte, so kann doch das Mengenverhältnis der einzelnen Gerölltypen zueinander mit genügender Sicherheit angegeben werden. Es wurden 16 Gosaugerölle, 131 Gerölle aus dem Alttertiär sowie 3 Gerölle der Flyschoberkreide beschrieben. Das Verhältnis von Gosau zu Alttertiär beträgt demnach etwa 1,4:10. Innerhalb des Alttertiärs ergeben sich folgende Zahlen: Thanet und Ilerd stellen zusammen 50 Gerölle, während Cuis und Lutet durch insgesamt 58 allochthone Komponenten vertreten sind. Die Zahl der Gerölle aus dem Zeitbereich Priabon – Latdorf beträgt dagegen nur 23[2]. **Im Geröllspektrum des Westerbuchbergs herrschen somit Gerölle vor, welche auch in den ungefähr gleichalten Angerberg-Schichten auftreten.** Die Alttertiärgerölle der Subalpinen Molasse sind allerdings bedeutend kleiner und auch seltener als diejenigen des Kalkalpins.

2. Rückschlüsse auf Paläogeographie und Tektonik

Es wurde bereits mehrfach darauf hingewiesen, daß zumindest ein Teil der Gerölle deutliche Faziesbeziehungen zu noch heute anstehenden oder nur geringfügig verschleppten Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen erkennen läßt. Dies gilt insbesondere für die Gosausedimente, für die mittelpaleozänen Elianellenkalke, für bestimmte jungpaleozäne Fossilschuttkalke, für die untereozänen Spiculite sowie für die unteroligozänen Corallinaceenkalke vom Typus Häring. Das Anstehende der meisten Gerölle ist heute freilich nicht mehr bekannt. Dies betrifft vor allem die unter- und mitteleozänen Foraminife-

[2]) Am 10. 9. 1980 wurden am Westerbuchberg zehn weitere Gerölle aufgesammelt. Ein Geröll entstammt der Unteren Gosau, während vier Gerölle in den Zeitbereich Thanet – Ilerd einzustufen sind. Die Stufen Cuis und Lutet sind gleichfalls durch vier Gerölle vertreten. Die jüngste Geröllgruppe (Priabon – Latdorf) wird lediglich durch ein Geröll eines Corallinaceen-Bryozoenschuttkalks repräsentiert. Dieser Befund fügt sich sehr gut dem oben skizzierten Bild ein.

renkalke, welche zur Ganze erosiv entfernt wurden. Alles in allem kann man wohl ohne Einschrankung feststellen, daß samtliche Gosau- und Alttertiargerölle des Westerbuchbergs dem **Oberostalpin** angehören.

Alle älteren Gerölle (bis einschließlich Unter-Lutet) entstammen dem Südteil der Nordlichen Kalkalpen. So wurden z. B. die Elianellenkalke des Thanets von Hagn & Ott (1975, S. 127) von einem ehemaligen Riffgürtel am Südrand der Kalkalpen bezogen. Von weit aus dem Suden wurden auch die Dolomite „unbekannter Herkunft" geschüttet, die am Aufbau der Konglomerate des Westerbuchbergs ebenfalls maßgeblich beteiligt sind. In diesem Zusammenhang waren auch die kristallinen Komponenten zu erwähnen, deren Liefergebiet nach einer mundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. G. Troll in der Grauwackenzone und in den Zentralalpen zu suchen ist (vgl. hierzu Ganss 1977, S. 79).

Die jüngsten Gerölle (Ob. Priabon – Latdorf) sind dagegen von einem weiter nördlich gelegenen Ablagerungsraum herzuleiten, der im Oberoligozan allerdings nicht so tiefgründig erodiert wurde wie die sudlicheren Einheiten. Man darf daher Hebungen im Süden und Einsenkung im Norden annehmen.

Das Absinken des nordlichen Streifens erfolgte sicherlich bereits an der Wende Mittel-Obereozan und hatte ein erneutes Vordringen des Meeres nach Süden (Oberaudorf, Haring) zur Folge. Es ist dies die so haufig besungene Priabontransgression. Zur selben Zeit fand im Suden Hebung und Abtragung statt. Nach Norden bestand eine offene Meeresverbindung uber den Flysch hinweg (Hagn, Hiemer & Moussavian 1979) zum Helvetikum („Katzenloch-Schichten", Hagn 1978). Man kann daher sagen, daß sich die Sedimentation mit ihrem Trogtiefsten gegenuber dem Paleozän und tieferen Eozan nach Norden verlagert hat.

Diese Umgestaltung und Umstellung in der Sedimentation wird allgemein mit der **Illyrischen Phase** in Verbindung gebracht (Tollmann 1966, S. 93–94; Hagn 1960, S. 182; 1972, S. 121). Oberhauser (1980, S. 45) sprach in diesem Zusammenhang sogar von einem „Subduktions-Kraftakt" der Illyrischen Phase.

Der Befund, daß unter den Gerollen des Westerbuchbergs Unterpriabon vom Typus Oberaudorf oder Pfatfing (Hagn & Wellnhofer 1967) mit *Nummulites fabiani* (Prever) und reichlich *Gypsina linearis* (Hanz.) nicht aufzufinden war, kann unschwer durch die Annahme einer sedimentaren Verhüllung erklart werden. Über den Oberaudorfer Schichten (im weitesten Sinne) wurden noch Schichten des höheren Priabons und des Latdorfs abgelagert, welche erst spater erosiv entfernt wurden. Diese Abtragung erfolgte im Westen früher als im Osten (vgl. hierzu S. 139). So kommen Gerölle von Kalken mit *Nummulites fabiani* bereits im oberoligozanen Worthkonglomerat der ostlichen Murnauer Mulde vor (Hagn & Zeil 1954). Auch die Steigbachschichten des westlichen Allgaus (z. B. Gunzesrieder Tal) fuhren sehr häufig große Gerolle des Unterpriabon (ded. J. Merbeler und G. Zink, Sonthofen). In jüngster Zeit gelang es ferner, Kalke mit *N. fabiani* in der Oberen Sußwassermolasse des Tischbergs SSW Munchen nachzuweisen.

Ähnliches gilt auch fur das Cenoman. Obwohl basale Oberkreide im Ruckland des Westerbuchbergs ansteht, fanden sich keine Gerolle dieses Alters. Dabei waren Orbitolinen fuhrende Gesteine bei der Suche unweigerlich ins Netz gegangen, waren sie nur vorhanden gewesen. Auch die cenomanen Ablagerungen waren im Chatt noch sedimentar verborgen. Nach Ansicht mancher Forscher wäre sogar eine tektonische Verhüllung

denkbar. Weiter im Westen sind Gerölle von Orbitolinen-Cenoman bereits im Oberoligozän bekannt, so z. B. in der Murnauer und Rottenbucher Mulde des westlichen Oberbayerns (ZÖBELEIN 1955, S. 343). Auch der Wachtbergschotter (Ottnang) N Salzburg führt derartige Gerölle (vgl. hierzu S. 139).

Die Flyschzone wurde im Meridian des Westerbuchbergs im Chatt von der Erosion nur unbedeutend erfaßt. Die wenigen Gerölle weisen auf die gegenüber der Nordfazies wohl schon früher gehobene Südfazies hin. Gesteine der helvetischen Zone konnten überhaupt nicht nachgewiesen werden. Flysch und Helvetikum treten in erkennbarem Maße im östlichen Bayern erst in der jüngeren Molasse auf.

Damit erfüllen die Konglomerate des Westerbuchbergs alle Voraussetzungen fur eine **Fernschüttung** (vgl. hierzu S. 139). Die Umstellung auf die Nahschüttung erfolgte in unserer Region erst im Eggenburg, da auch die aquitanen Konglomerate des Thalberggrabens und der Blauen Wand im Traun-Profil ausschließlich aus Komponenten der Fernschüttung aufgebaut werden. Hingegen vermittelt das Wachtbergkonglomerat N Salzburg (Ottnang) bereits zur Nahschüttung, obwohl es noch sehr viele Gerölle aus dem Paleozän und tieferen Eozän und noch kein Helvetikum enthalt. Dafür konnten Orbitolinen-Cenoman und bereits sehr viele Flyschgerölle gesammelt werden.

Die umfangreiche Schuttförderung im Oberoligozan wurde durch Hebungen im alpinen Rückland bedingt, welche man cum grano salis mit der **savischen Phase** in Verbindung bringen kann. Der Gedanke, daß einige Gerölle des Westerbuchbergs von einer tertiären Hülle des Kaisergebirges abstammen, scheint nicht so abwegig. Im labilen Orogen hatten junge Sedimente nur geringe Chancen, an Ort und Stelle überliefert zu werden. So kann die Geschichte der Alpen im Tertiär nur im Zusammenhang mit den oft wiederholten und tiefreichenden Umlagerungsvorgängen aufgehellt werden.

Schriftenverzeichnis

BODEN, K. (1925): Die Gerollfuhrung der miozanen und oligozanen Molasseablagerungen im südbayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. – Mitt. Geogr. Ges. München, **18:** 427–504, Taf. 26, 8 Abb.; München.

BODEN, K. (1931): Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. – Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **4:** 1–33; München.

BODEN, K. (1935): Ein Beitrag zur Kenntnis der Chiemgauer Molasse. – Z. deutsch. geol. Ges., **87:** 337–354, 2 Abb., 2 Tab.; Berlin.

DECROUEZ, D. & LANTERNO, E. (1979): Les »bancs à *Nummulites*« de l'Éocène mésogéen et leurs implications. – Arch. Sc. Genève, **32:** 67–94, 11 Abb.; Genf.

DROBNE, K. & HOTTINGER, L. (1971): *Broeckinella* und *Saudia* (Foraminiferida) aus dem nordwestlichen Teil Jugoslawiens, ihre Morphologie und ihre stratigraphische Verbreitung. – Razprave Slov. Akad. Znan. Umetn., **14:** 213–238, Taf. 1–4, 5 Abb.; Ljubljana.

FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae geol. Helv., **57:** 157–298, 29 Abb., 12 Tab.; Basel.

GANSS, O. (1977): Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein, Geologische Karte von Bayern 1 :25 000. Mit Beiträgen zahlreicher Autoren. – 1–344, 58 Abb., 8 Tab., 4 Beil.; München (Bayer. Geol. Landesamt).

GANSS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1955): Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. – Z. deutsch. geol. Ges., **105,** 1953: 402–495, 1 Profiltaf., 8 Abb.; Hannover.

HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, palaeogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geologica Bavarica, **44:** 1–208, Taf. 1–12, 10 Abb., 1 Tab.; München.

HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7:** 245–320, 3 Abb., 1 Tab.; München.

HAGN, H. (1968): *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8:** 3–50, Taf. 1–3, 8 Abb.; München.

HAGN, H. (1971): Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11:** 17–32, Taf. 4; München.

HAGN, H. (1972): Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12:** 113–124, Taf. 7–8, 1 Abb.; München.

HAGN, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **16:** 113–133, Taf. 11–13, 2 Abb.; München.

HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 167–235, Taf. 13–16, 5 Abb.; München.

HAGN, H., BUTT, A. & MALZ, H. (1980): Paleocene shallow-water facies at Emperor Seamounts: DSDP Leg 55, Northwest Pacific. – Init. Rep. DSDP, **55:** 327–347, Taf. 1–7, 2 Abb.; Washington.

HAGN, H., HIEMER, G. & MOUSSAVIAN, E. (1979): Ein Geröll mit *Nummulites fichteli* MICHELOTTI und Flyschkomponenten (tieferes Oligozän) aus der oberoligozänen Molasse der östlichen Murnauer Mulde (Wörth-Konglomerat). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19:** 3–11, Taf. 1–2, 2 Abb.; München.

HAGN, H. & OTT, E. (1975): Ein Geröll mit *Elianella elegans* PFENDER & BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15:** 119–129, Taf. 11, 1 Abb.; München.

HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von ALFRED SELMEIER. – Geologica Bavarica, **57:** 205–288, Taf. 1–12, 5 Abb.; München.

HAGN, H. & ZEIL, W. (1954): Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. – Geol. Jb., **69:** 537–598, Taf. 40–44, 1 Abb.; Hannover.

HILLEBRANDT, A. v. (1962): Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961: 339–358, 7 Abb.; Hannover.

HOFMANN, G. W. (1962): Der Muldenbau in der subalpinen Molasse des Prienprofils im östlichen Oberbayern. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961: 557–570, 4 Abb.; Hannover.

JANOSCHEK, W. (1968): Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörschach (Ennstal, Steiermark) und Bemerkungen über das Alttertiär von Radstadt (Pongau, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A.: 138–155, 3 Abb.; Wien.

KEMPER, E. (1966): Beobachtungen an obereozänen Riffen am Nordrand des Ergene-Beckens (Türkisch-Thrazien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **125:** 540–554, Taf. 48–49, 6 Abb.; Stuttgart.

MOUSSAVIAN, E. (1980): Die Gosau- und Alttertiärgerölle der Angerberg-Schichten (Oberoligozän, Unterinntal). – München (zitiert als Ms.).

OBERHAUSER, R. (1980): Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän). – In: Der geologische Aufbau Österreichs: 35–48, Abb. 11–13; Wien und New York (Springer).

PAULUS, B. (1963): Zur Stratigraphie und Fazies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing., **30**: 53–97, 12 Abb.; Riehen/Basel.

SCHIEMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – Beih. Geol. Jb., **38**: 1–119, Taf. 1–6, 23 Abb., 17 Tab.; Hannover.

TRAUB, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – N. Jb. Mineral. etc. Mh., B, 1945–1948: 53–71, 161–174, 1 geol. Übersichtskarte, 1 Prof., 4 Abb.; Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**: I II, 1–156, 20 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – I–XV, 1–580, Taf. 1–3, 256 Abb.; Wien (Deuticke).

ZÖBELEIN, H. K. (1955): Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergschichten) des Tiroler Unterinntales (Vorläufige Mitteilung). Mikropaläontologische Befunde von MANFRED REICHEL, Basel. – Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.: 342–348; Stuttgart.

ZÖBELEIN, H. K. (1962): Über die Bausteinschichten in der Subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961: 261–265, 2 Abb.; Hannover.

Tafel 11

Gerölle aus dem Chatt (Unter-Eger) des Westerbuchbergs.

Bild 1: Milioliden-Glomalveolinen-Biosparit. Thanet. Schliff G 2522a/80. Vergrößerung × 20. Zu S. 147.

Bild 2: *Broeckinella arabica* HENSON, Querschnitt. Im Bild rechts oben eine sandschalige Foraminifere. Milioliden-Biosparit. Thanet. Schliff G 2451a/80. Vergrößerung × 43. Zu S. 147.

Tafel 12

Gerölle aus dem Chatt (Unter-Eger) des Westerbuchbergs.

Bild 1: *Elianella elegans* PFENDER & BASSE. Querschnitt durch verschiedene Thalli. Das Substrat wird durch ein Korallenstöckchen gebildet. Thanet. Schliff G 2560a/80. Vergrößerung × 10. Zu S. 146.

Bild 2: *Gypsina linearis* (HANZAWA), auf eine feinmaschige Kruste von *Gypsina ogormani* (DOUV.) aufgewachsen (unten). *Gypsina linearis* tritt in Form feiner hyaliner Spinnwebfäden auf (Bildmitte). Im Bild oben Corallinaceen (schwarz). Unt. Lutet. Schliff G 2433a/80. Vergrößerung × 50. Zu S. 151.

Bild 3: *Gypsina ogormani* (DOUV.), Querschnitt durch eine gröbermaschige Kruste, welche auf Corallinaceen (schwarz) aufgewachsen ist. Unt. Lutet. Schliff G 2433a/80. Vergrößerung × 43. Zu S. 151.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 159–173 | München, 15. 12. 1980

Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung

Von Walter Jung & Helmut Mayr*)

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Kurzfassung

Die Anzahl der bekanntgewordenen fossilführenden Fundstellen im Bereich der Oberen Süßwassermolasse und die daraus resultierende Fülle von Informationen hat in den letzten Jahren stark zugenommen. Dies erfordert gemäß der Feinstratifizierung des europäischen Tertiärs im terrestrischen Milieu eine detailliertere Gliederung der OSM als sie bislang vorlag: Für die Säugetiereinheiten MN 4–9 („Mammal Neogene Units", Mein 1975) werden Referenzlokalitäten – basierend hauptsächlich auf der Verteilung von Cricetiden und Gliriden – aufgeführt. Zugleich wird zum ersten Male der Versuch unternommen, Blattfloren der OSM in die entsprechenden MN-Einheiten zu integrieren. In dieser zeitlichen Abfolge werden zwei Entwicklungshöhepunkte (MN 4–5 und MN 7–9) bestimmter Gruppen in Fauna und Flora festgestellt, getrennt durch eine Periode der Artenarmut (MN 5–6). Sie entsprechen zwei Bewaldungsphasen, getrennt durch einen Abschnitt mit offener Vegetation. Das Vorrücken der Bewaldung und die gleichzeitig ablaufende Kohlebildung wird auf Grund der ökologischen Analyse von Blattfloren und Kleinsäugerfaunen primär nicht mit Temperaturschwankungen, sondern mit unterschiedlichen Niederschlagsmengen erklärt.

Abstract

The number of fossil-bearing localities known in the Upper Freshwater Molasse has increased greatly in the last few years. The new faunal informations, particularly that from small mammals and leaf assemblages, permit development of a detailed stratigraphy for the Molasse basin within the framework of Mein's (1975) european tertiary stratigraphy („Mammal Neogene Units"). Reference localities with typical faunal associa-

*) Prof. Dr. W. Jung und Dr. H. Mayr, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

tions (mainly cricetids and glirids) are established in accordance with Mein's units. For the first time an attempt is also made to characterise MN-Units in terms of leaf assemblages. In the sequence MN 4 to MN 9 two peaks in species abundance are demonstrated, which can be attributed to periods of relatively dense woodland before and after a period of open woodland. The periods of forestation and synchronous coal deposits are explained as a result of an increase in rainfall rather than a decrease of temperature.

1. Vorbemerkung

Seit der klassisch zu nennenden Untersuchung Dehms (Dehm 1955) über „Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse" ist eine Fülle weiterer Information hinzugekommen, die vorliegende Arbeit anregte. Die stratigraphische Dreiteilung der Oberen Süßwassermolasse (= OSM) Dehms wurde in der Folgezeit durch die Bearbeitungen der Kleinsäuger und deren Vergesellschaftung (Fahlbusch 1965, 1975, 1976, Cicha, Fahlbusch & Fejfar 1972, Mayr 1979, Mayr & Fahlbusch 1975) verfeinert. Daneben gingen auch Sedimentologen daran (Neumaier et al. 1957), eigene Vorstellungen zur stratigraphischen Gliederung der OSM zu entwickeln.

Von paläobotanischer Seite aus hat einer der Verfasser bereits früher versucht (Jung 1968), ein biostratigraphisches Bild der Oberen Süßwassermolasse zu entwerfen auf Grundlage der bis dahin bekannten Pflanzenreste. Mittlerweile konnte nicht nur die Zahl der ergiebigeren Pflanzen-Fundstellen beachtlich vermehrt werden, sondern wurde auch mit Unterstutzung der Deutschen Forschungsgemeinschaft die paläobotanische Untersuchung der Braunkohlenrandfazies (Jung & Knobloch 1971, Knobloch & Kvaček 1976, Gregor 1978, 1980b, Thiele-Pfeiffer 1979) und die der OSM-Sedimente selbst intensiviert[1]). Bereits vor Anlaufen dieser Forschungsprogramme waren von einem der Verfasser (J.) jedoch Befunde über eine Verwertung der Blattreste als parastratigraphisches Hilfsmittel gesammelt und in Vorlesungen sowie Vorträgen (Anonymus 1975) einem weiteren Kreis bekannt gemacht worden. Da zugleich in allerjüngster Zeit (Mein 1975, Fahlbusch 1976) eine überregionale Gliederung des europäischen Tertiärs an Hand von Saugetierfaunen durchgefuhrt worden ist, scheint es möglich und geraten, Kleinsäugerfaunen und Blattfloren der OSM zu korrelieren und die Ergebnisse in die „Unités mammaliennes" Meins (MN abgekürzt) einzufugen. Dabei wird bewußt der Weg verlassen, die Molasse-Sedimente Süddeutschlands nach Florenzonen gesonderter Bezeichnung zu unterteilen. Dies erscheint fur zukünftige Arbeiten wenig fruchtbar, zumal die sorgfaltigen Untersuchungen Thiele-Pfeiffers die Gültigkeit der in Mitteldeutschland und Osteuropa aufgestellten Florenzonen fur unser Gebiet sehr in Frage stellen. Hervorgehoben sei, daß die Großsaugerfunde, auf die sich Dehm stützte, unberücksichtigt bleiben mußten, weil ohne Neubearbeitung die drei „Dehmschen Serien" nicht auf die sechs in Frage kommenden MN-Einheiten verteilt werden können.

---

[1]) Im Rahmen der zuletzt genannten Arbeiten werden derzeit die Sporomorphen von L. Seitner als Dissertation und die karpologischen Reste durch H.-J. Gregor bearbeitet. Sämtliche Untersuchungen wurden und werden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Programmes „Südbayerische Jungtertiärfloren" finanziell gefördert, wofür gebührender Dank abzustatten ist.

2. Paläobotanische Ergebnisse

(Walter Jung)

a) Blattfundstellen in der süddeutschen Oberen Süßwassermolasse und deren unmittelbaren Umgebung

Seit Bailey & Sinnot (1916) ist die klimatologische Relevanz der Blattphysiognomie bekannt und kaum bestritten. Die Biostratigraphie auf paläobotanischer Grundlage ist zum Gutteil eine Klimastratigraphie, und man kann die Blattgestalt sowohl als stratigraphisches als auch zugleich als paläoklimatologisches Hilfsmittel benützen. Ein nicht zu unterschätzender Vorteil ist dabei, daß auf diese Art und Weise auch artlich unbestimmte, bzw. überhaupt unbestimmbare Blattfloren ausgewertet werden können. Amerikanische Autoren, die die blattphysiognomische Methode anwandten (vgl. Dilcher 1973, Dolph 1978), arbeiten mit einer ganzen Anzahl verschiedener Blatt-Typen. Die Arbeiten von Berger (1952, 1955 a, b, 1958) und die Geländebeobachtung haben aber gezeigt, daß stratigraphisch verwertbare Unterschiede auch bei Benutzung nur weniger Typen erwartet werden können. Wie auch Knobloch & Kvaček (1976) bemerken, sind dann besonders verläßliche Angaben zu erzielen, wenn die blattphysiognomische Methode mit der klassischen Bestimmungsmethode bis auf Arten hin kombiniert wird. Dies soll im folgenden in der Weise geschehen, daß zwei Blattgestalt-Parameter kombiniert werden mit zwei Genus-Determinationen, so daß für jede Blattflora vier Kriterien zur Verfügung stehen, die in Kreissektoren eingetragen werden. Die beiden Gattungen *Glyptostrobus* und *Podogonium* wurden ausgewählt, weil sie einmal besonders häufig vertreten – auch in kleinen Materialmengen –, zum anderen aber so leicht wie kaum andere Reste anzusprechen sind. Fruchtreste wurden in keinem Fall berücksichtigt.

Später mag einmal geprüft werden, ob mittels einer Vermehrung der Blatt-Typen und einer Ausweitung der Bestimmungen die vorliegenden Ergebnisse verbessert werden können[2]).

Die ausgewerteten Lokalitäten liegen zum geringeren Teil in Baden-Württemberg (sechs Fundstellen) und Oberösterreich (zwei Fundstellen), zum überwiegenden Teil in Südbayern (30 Fundstellen) und der Oberpfalz (1 Fundstelle). Nicht berücksichtigt wurden mit einer Ausnahme (Affaltern) Einzelfunde und nicht näher lokalisier- oder deutbare Angaben. Ausschließlich nur nach Literaturstellen mußten lediglich vier Vorkommen bewertet werden. Von Steinheim am Albuch liegen in München keine Belege. Materialien dazu konnten aber dank des Entgegenkommens von E. P. J. Heizmann in der Ludwigsburger Sammlung des Staates Baden-Württemberg studiert werden. Alle übrigen Lokalitäten sind in der Bayerischen Staatssammlung zu München dokumentiert, wenn auch häufig Materialien dieser und jener Lokalität sich daneben noch in Privathand befinden oder, aufbewahrt in kleineren Museen, über das Verbreitungsgebiet der Molasse verstreut sind. Floren, belegt mit mehr als 100 Fossilplatten, sind in der unten stehenden Aufzählung durch halbfette Schrift hervorgehoben.

---

[2]) In einer soeben begonnenen, vom Verfasser angeregten Dissertation soll an Hand taxonomisch möglichst exakt bestimmter Blatt-Reste geprüft werden, inwieweit sich diese in Süddeutschland respektive in Südbayern gewonnenen Erkenntnisse auf entferntere Gebiete übertragen lassen, was nicht ohne weiteres zu erwarten ist.

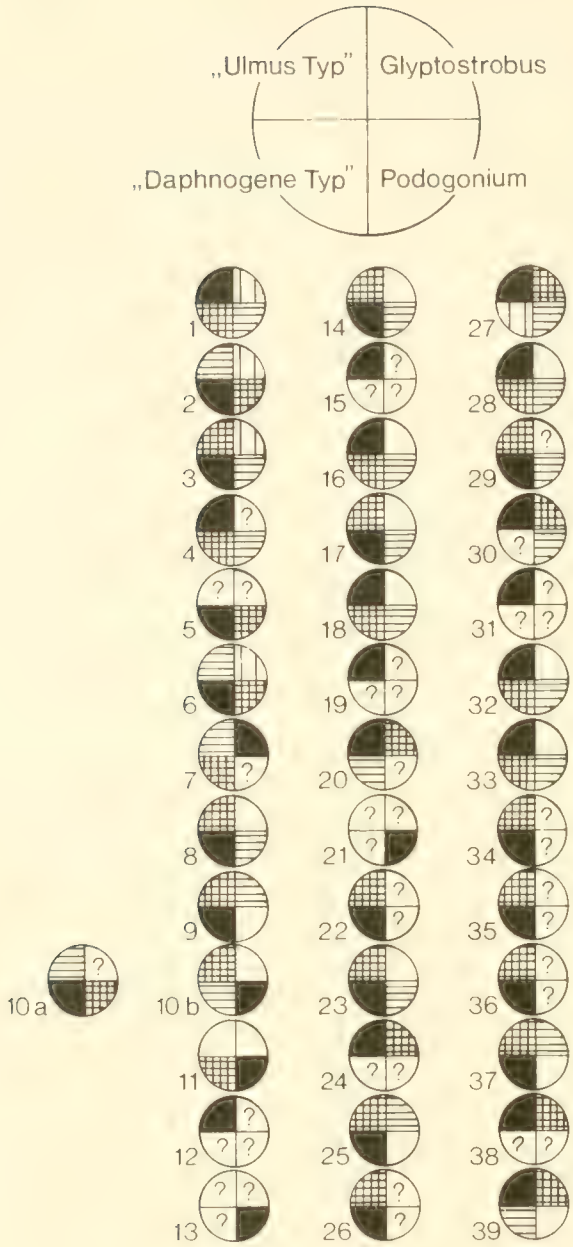


Abb. 1: Blattphysiognomische Sektorendiagramme der 39 ausgewählten Blattfundstellen (nähere Erläuterungen im Text).

Einer kurzen Erläuterung bedarf die graphische Darstellung (Abb. 1): Die Häufigkeit der gefundenen Blatt-Typen bzw. Genera wird durch verschiedene Dunkelfärbung der Kreissektoren ausgedrückt und zwar in der Weise, daß der jeweils häufigste Typ bzw. die häufigste Gattung am dunkelsten, also schwarz gehalten ist, die übrigen Sektoren entsprechend der jeweiligen Häufigkeit abgestuft heller erscheinen. Für überhaupt nicht nachgewiesene Typen bleibt das betreffende Feld weiß. Freilich kann dabei ein scheinbares Fehlen durch zu geringe Materialmenge verursacht sein. Diese Möglichkeit wird durch ein Fragezeichen angedeutet. Auf eine Auswertung nach Prozentzahlen muß zum derzeitigen Zeitpunkt verzichtet werden. Da bislang bei der Aufsammlung der allermeisten Floren – dies gilt ohne Ausnahme jedenfalls für die Münchner Materialien – nach subjektiven Kriterien aufgesammelt wurde – z. B. nach der womöglichen Bestimmbarkeit, z. T. auch nach der Schönheit, würde eine mathematische Auswertung – vielleicht mit Hilfe eines Koordinaten-Kreuzes – eine pseudowissenschaftliche Genauigkeit vortäuschen. Aber es mag sich lohnen, die hier gebrachten Ergebnisse auch einmal auf der Basis einer wirklich vollständigen Auswertung und Analyse zu überprüfen.

Berücksichtigt wurden folgende Fundstellen[3]) (von West nach Ost):

Baden-Württemberg: **Schrotzburg** SW Radolfzell (1; Hantke 1954), **Randecker Maar** SE Nürtingen (2; Rutte 1963), **Heggbach** NE Biberach (3; Probst 1883), Schweinhausen S Biberach a. d. Riß (4), Josephstobel S Biberach a. d. Riß (5), Steinheim a. Albuch W Heidenheim (6);

Bayern: Wengen E Isny (7), **Tiefenbach** N Illertissen (8), **Günzburg** „graue Molasse" (9), Reisensburg E Günzburg, tiefer Teil (10a), **Leipheim** (Ruhl 1896)/**Reisensburg,** höherer Teil (10b), **Wemding** E Nördlingen (11), Hammerschmiede S Bad Wörishofen (12), Affaltern SE Wertingen (13), **Derching** NE Augsburg (14), Markt Indersdorf NW Dachau (15), **Unterwohlbach** S Pfaffenhofen a. d. Ilm (16), **Eberstetten** E Pfaffenhofen a. d. Ilm (17), **Göttschlag** W Freising (18), München (19; Stromer 1928), **Massenhausen**/Giggenhausen SW Freising (20), Sandelzhausen S Mainburg (21), Berg SW Mainburg (22; unveröffentlichtes Manuskript und Bildmaterial eines unbekannten Autors), **Haag** NE Freising (23), Fraunberg NE Erding (24), **Oder** E Schwandorf (25), Niederaichbach SW Dingolfing (26), **Achldorf** S Vilsbiburg (27), **Aubenham** NW Mühldorf a. Inn (28), Maßendorf NW Frontenhausen (29), Großmaulberg/Holzen SE Vilsbiburg (30), Leonberg W Marktl a. Inn (31), **Gumpersdorf** N Marktl a. Inn (32), **Prienbach** NE Eggenfelden (33), Stammham W Marktl (34), Kirn NE Simbach (35), Hitzenau W Simbach (36), **Rauscheröd** NE Ortenberg (37);

Österreich: **Ach/Burghausen** a. d. Salzach (38), **Lohnsburg** SW Ried (39).

---

[3]) Soweit die Fundstellen nicht schon bei früherer Gelegenheit (Jung 1963, 1966, 1968) genauer bezeichnet wurden, werden sie in der Bearbeitung der Früchte und Samen durch H.-J. Gregor oder anläßlich der palynologischen Überprüfung durch L. Seitner näher beschrieben sein.

b) Blattphysiognomische Auswertung

Die Auswertung der Literatur und der Fossilmaterialien in der oben beschriebenen Weise ergab für die angeführten Fundstellen das in Abbildung 1 dargestellte Bild. Der Vergleich zeigt, daß sich die Fundstellen ohne Mühe in vier Gruppen aufteilen lassen:

Glyptostrobus-Dominanz zeigt allein der Fundort Nummer 7, Wengen im Allgäu. Obendrein ist er durch das Auftreten von großflächigen, laurophyllen Blättern hervorgehoben. Die Gründe für diese auffällige Eigenart sollen hier nicht vertieft diskutiert werden. Eine leichte Ähnlichkeit mit der Wackersdorfer Braunkohlenflora ist gegeben, zumal auch in Wengen Kohleflöze auftreten.

Die Fundpunkte 10b, 11, 13 und 21 zeichnen sich durch ein Übergewicht von „*Podogonium*" aus. Auch die tieferen Bereiche der Forschungsbohrung „Nördlingen 1973", welche nicht weiter berücksichtigt wurde, waren hier anzuführen. Es ist auffällig, daß in mehreren Fällen, als Beispiel ist Affaltern gewählt, „*Podogonium*"-Blättchen als einzige Blattreste vorliegen. In Wemding ist damit vergesellschaftet eine ausgesprochen kleinblättrige Blattflora, die an eine verhältnismäßig trockene Phase in diesem Miozänabschnitt denken läßt (Bolten, Gall & Jung 1976). Leider scheint nur die Flora aus dem oberen Pflanzenmergel von Reisensburg (10b) einigermaßen individuenreich gewesen zu sein. Die Armut an Blattfossilien der Sedimente aus der Zeit unmittelbar vor und nach dem Riesereignis ist jedenfalls auffällig. Durch die Fundstelle Sandelzhausen, die säugetierpaläontologisch ausreichend sicher eingestuft erscheint, können diese Vorkommen mit überwiegender „*Podogonium*"-Vegetation der „Stufe" MN 6 zugeordnet werden. Wegen der allgemeinen Blattfossil-Armut können neue Funde natürlich leicht zu einer Korrektur der hier gebrachten Deutung führen.

In achtzehn Blattfloren dominiert der daphnogenoide Blattyp, respektive der ganzrandig-immergrüne. Vier Fundstellen daraus (34, 35, 36, 37) sind mehr negativ gekennzeichnet. Soweit überhaupt anzusprechen, gehören hier die Blätter zu einstweilen unbekannten Pflanzen, die sich in jüngeren Schichten zumindest nicht mehr so zahlreich finden. Es sind Fundstellen aus der niederbayerischen Süß-Brackwasser-Molasse, die also in MN 4b einzureihen sind. Von den restlichen 14 Fundschichten sind vier noch als präriesisch anzusehen (Kirchberger Schichten, Oberpfalzer Braunkohlentertiär und ältester Anteil der OSM). Sie dürfen MN 5 gleichgesetzt werden. Auch hier sind die für eine Auswertung zur Verfügung stehenden Materialien mit Ausnahme der Wackersdorfer Flora aber für eine sichere und endgültige Beurteilung noch zu wenig. Hier einzusetzen wären ferner die nicht wenigen Kieselholzfunde (Palmen!) aus der Umgebung von Neuburg a. d. Donau (Selmeier 1958).

Die Floren der Lokalitäten Nr. 2, 3, 5, 6, 8, 14, 17, 22, 23, 26 und 29 – auch die Florenreste aus den oberen Teufen der Forschungsbohrung „Nördlingen 1973" (Dehm & al. 1977) – repräsentieren zusammen mit den etwas jüngeren Floren von Nr. 1, 4, 16 und 18 – wohl auch 33 – die berühmte „Oehninger Flora".

Erstgenannte Fundpunkte gehören nach den Befunden der Säugetierpaläontologie (Bezugslokalität Steinheim!) nach MN 7; die Fundstellen 2, 5 und 6 legen wegen ihres noch hohen „*Podogonium*"-Anteils eine Einordnung in ein tiefes Niveau von MN 7 nahe. Umgekehrt müssen die Fundpunkte 1, 4, 16, 18 und 33 wegen des Vorherrschens ulmoider Blätter einem höheren stratigraphischen Niveau angehören.

Am sichersten einzustufen, weil am besten belegt, sind diejenigen Floren, die in den Bereich MN 8 gehören. Hier finden sich daphnogenoide Blätter nur mehr ausnahmsweise, dafür aber quercoide Blatt-Typen vermehrt. Mit Giggenhausen ist auch ein sicherer säugetierpaläontologischer Bezug vorhanden.

Die jüngsten Molassefloren sind im Westen (Hammerschmiede) (Mayr & Fahlbusch 1975) und im Osten (Hausruck) durch Säugetierfaunen stratigraphisch gesichert (Thenius 1952, Steininger 1965). Während aber der westliche Fundpunkt bisher nur ganz ungenügende Blattreste (*Alnus cecropiaefolia*) lieferte, ist die Blattflora des Hausruck ziemlich artenreich. Ganz eindeutige Beziehungen bestehen zu den Pannon-Floren des Wiener Beckens (Berger 1952, 1955). Besonders auffällig ist das starke Hervortreten von seltenen *Acer*-Arten wie *A. jurenaki* und von *Fagus*. Die Buche ist es auch, die wegen ihres reichen Vorkommens in Leonberg bei Marktl Inn diesen Fundort ebenfalls in MN 9 einreihen läßt. Nirgendwo anders – mit Ausnahme der Blattflora aus den oberfränkischen Braunkohlen bei Arzberg – schiebt sich in Bayern die Buche derart während der Jungtertiärzeit in den Vordergrund.

Auf Grund dieser Erkenntnisse läßt sich folgende stratigraphische Reihung und vegetationskundliche Kennzeichnung für die Blattfundstellen der OSM Süddeutschlands angeben:

MN 9: *Glyptostrobus*-reicher Abschnitt; abseits der Moore ein mesophiler Laubwald mit hohen *Fagus*-Anteilen
Fundpunkte: 12, 31, 39

MN 8: Mesophiler Mischwald mit sehr geringem Anteil lauroider Blatt-Typen, Taxodiaceen verbreitet
Fundpunkte: 15, 19, 20, 24, 27, 28, 30, 32, 38

MN (8)/7: Mesophiler Mischwald mit beachtlichen lauroiden Einstreuungen; Taxodiaceen selten
Fundpunkte: 1, 4, 16, 18, 33

MN 7: Immergrüne Lorbeerwälder mit merklichem Prozentsatz an laubabwerfenden Bäumen
Fundpunkte: 3, 8, 14, 17, 22, 23, 26, 29

MN 7/(6): Immergrüne Lorbeerwälder; „*Podogonium*" reichlich vertreten
Fundpunkte: 2, 5, 6

MN 6: Verbreitet Caesalpiniaceen-Waldungen; immergrüner Anteil gering
Fundpunkte: 10b, 11, 13, 21

MN 5: Immergrüne Lorbeerwälder mit einem nicht zu übersehenden sommergrünen Anteil; Palmen; Moore mit dichter *Glyptostrobus*-Vegetation
Fundpunkte: 7(?), 9, 10a, 25

MN 4b: Wohl ebenfalls überwiegend immergrüne Lorbeerwälder; allerdings einstweilen nur ganz ungenügend paläobotanisch zu kennzeichnen; charakteristisch ist die stratigraphische Position an der Basis der OSM
Fundpunkte: 34, 35, 36 (auch 37?)

Überprüfenswert sind zwei Erscheinungen, auf die hier nicht weiter eingegangen sein kann, auf die aber in Zukunft geachtet werden sollte. Einmal scheinen *Glyptostrobus-Taxodium*-Sümpfe mit den entsprechenden Begleitern wie *Nyssa* u. a. nur in tiefen und höheren stratigraphischen Niveaus entwickelt gewesen zu sein. Es spielt dabei keine Rolle, welche rezente *Taxodium*-Art man als Bezugs-Art nimmt. Die Tatsache bleibt, daß z. B. auch in der über 10000 Reste zählenden Flora von der Schrotzburg bei Oehningen *Glyptostrobus* ausgesprochen selten ist (Hantke 1954), in den auch nicht kleinen Floren von Dorching, Pfaffenhofen, Unterwohlbach und Prienbach kein einziger Rest der genannten Gattungen enthalten ist, während nicht nur die Floren der Wackersdorfer (Jung & Knobloch 1971) und der jüngeren Molasse-Kohlen (Gümbel 1861, Meyer 1956), auch des Hausrucks, sondern auch die minerogenen Sedimente des jüngsten OSM Anteils (ab MN 8) fast stets reichlich die genannten Formen führen. Einige Erklärungen bieten sich an und es wird später nach einmal darauf zurückzukommen sein. Ein zweites bleibt festzuhalten: Die tieferen Niveaus sind offenkundig vermehrt im Westen, die höheren im Osten repräsentiert. Hieran werden einmal palaeogeographische Überlegungen zu knüpfen sein.

Abschließend darf resümiert werden: Fossile Blattfloren sind wie früher bereits festgestellt, in der OSM Süddeutschlands für eine stratigraphische Gliederung brauchbar, wenn sie einen gewissen Umfang überschreiten. Sie sind dann sogar auch für eine Korrelation mit den säugetier-palaontologischen „Units" zu verwenden und können, einmal zuverlässig an Säugetierfundstellen geeicht, auch für sich allein biostratigraphisch benutzt werden. Ihr Vorteil ist, daß nebenher palaoklimatologische Aussagen möglich sind. Nach dem derzeitigen Stand der Kenntnis – nur einige Floren sind taxonomisch durchgearbeitet – sind die höheren Niveaus wesentlich besser palaobotanisch zu definieren als die Zonen unterhalb MN 7. Wenigstens die grundsätzlichen Möglichkeiten, die auch in den fossilen Blattfloren stecken, aufzuzeigen, war Sinn vorstehender Ausführungen.

3. Befunde aus Kleinsäugerfaunen

(Helmut Mayr)

Die Befunde der in Tabelle 1 aufgeführten Kleinsaugerfaunen[4]) beruhen vorwiegend auf der Entwicklungshöhe und Verteilung von Cricetiden und Gliriden. Die angeführten Arten verstehen sich als Teil von Faunengemeinschaften und repräsentieren in der Reihenfolge ihrer Aufzählung in etwa die entscheidenden Anteile der jeweiligen Einheiten. Die unterstrichenen Fundstellen sind Referenzlokalitäten und beinhalten zahlenmäßig gut belegte Faunen. Fundpunkte in Klammern enthalten zeitlich äquivalente Blattfloren.

[4]) Für Anregungen und Diskussionsbeiträge sind die Autoren Herrn Prof. Dr. V. Fahlbusch zu Dank verpflichtet.

Tab. 1: Einstufungen der Molassefundstellen in Mammal Neogene Units (MN-Einheiten) nach Kleinsäugerfaunen (in Klammern: zeitgleiche Blattfundstellen)

MN-EINHEIT	REFERENZLOKALITÄTEN		VERGESELLSCHAFTUNG VON CRICETIDEN	VERGESELLSCHAFTUNG VON GLIRIDEN
9	Hammerschmiede	Hillenlohe (Leonberg) (Lohnsburg) Marktl	Democricetodom aff. debruijni Microtocricetus molassicus Eomyops catalaunicus	Muscardinus pliocaenicus hispanicus Paraglirulus conjunctus Eliomys sp.
8	Giggenhausen	(Achldorf) (Aubenham) Kleinelsenbach (Massenhausen)	Democricetodon freisingensis Democricetodon similis Democricetodon brevis Deperetomys hagni	Paraglirulus werenfelsi Paraglirulus conjunctus Eomuscardinus aff. sansaniensis Microdyromys miocaenicus Miodyromys aegercii Myoglis meini
7	Steinheim	(Dorfen) (Eberstetten) Oggenhof ? (Schrotzburg) (Unterwohlbach)	Democricetodon mutilis Megacricetodon aff. bavaricus Democricetodon gracilis Eumyarion bifidus Democricetodon freisingensis	Miodyromys aegercii Myoglis meini Microdyromys miocaenicus Eomuscardinus aff. sansaniensis Eomuscardinus sansaniensis
6	Sandelzhausen	Goldberg Schönenberg Steinberg (Wemding)	Megacricetodon aff. bavaricus Democricetodon gracilis Eumyarion bifidus Eumyarion aff. medius	Miodyromys aegercii Microdyromys miocaenicus Eomuscardinus sansaniensis
5	Langenmoosen	Adelschlag Eltensheim Hesselohe (Ponholz) (Wachenshof)	Megacricetodon bavaricus Democricetodon gracilis Eumyarion aff. medius	Miodyromys hamadryas hamadryas Microdyromys praemurinus Pseudodryomys ibericus Eomuscardinus sansaniensis
4	Rembach	Forsthart (Hitzenau) Rauscheröd (Stammham)	Megacricetodon collongensis Democricetodon minor	Myoglis antecedens Paraglirulus diremptus Ligerimys floreancei Melissiodon aff. dominans

MN 4: Referenzlokalität Rembach

Die ältesten Kleinsäugerfaunen Rembach und Forsthart stammen aus dem Ostteil des Molassetroges, aus dem Raume von Passau-Pfarrkirchen, zwischen Vils und Rott gelegen. Die Fundstellen liegen im Bereich des Verbreitungsgebietes der sog. Suß-Brackwassermolasse Niederbayerns (Wittmann 1957). Die für diese Einheit typischen Kleinsäuger-Vergesellschaftungen – bereits durch Cicha, Fejfar & Fahlbusch 1972 veröffentlicht - weisen mit der Spaltenfullung Erkertshofen weitaus mehr Gemeinsamkeiten auf als mit den Fundstellen der Einheit MN 5. Eine noch ältere Fauna – Rauscheröd bei Passau – birgt in Verzahnung der brackischen Meeresmolasse mit fluviatil-terrestrischen Elementen Kleinsäuger und marine Faunenelemente wie Haie, marine Teleostier und Seekuhreste (frdl. mündl. Mitt. F. Pfeil)

MN 5: Referenzlokalität Langenmoosen

Der Großteil der Fundstellen findet sich in einem breiten Streifen am Nordrand der Molasse, teilweise dem Jura aufliegend. Die südlichste Fundstelle liegt westlich Kempten, hier tauchen die älteren Schichten der OSM an der Grenze zur Faltenmolasse wieder zur Oberflache auf. Diese Einheit mit der Referenzfundstelle Langenmoosen ist durch einen beherrschenden Anteil von *Megacricetodon bavaricus* bei den Cricetiden gekennzeichnet. Untergeordnet sind noch *Democricetodon affinis gracilis, D. minor gracilis, D.* aff. *schaubi* sowie *Eumyarion* aff. *medius* (maximal nur drei dieser Formen) vertreten. Bei den Gliriden entspricht diese Verteilung der absoluten Vorherrschaft von *Miodyromys hamadryas hamadryas*, einem Vertreter offener Vegetation. Ein wichtiger Nebenbestandteil ist *Microdyromys praemurinus*, danach folgen *Pseudodyromys ibericus* und *Eomuscardinus sansaniensis*. Auffallend an den Fundstellen dieser Einheit ist die geringe Artenzahl, aber dominierende Stellung einer Art bei beiden Nagergruppen (Fahlbusch 1964, Mayr 1979).

MN 6: Referenzlokalität Sandelzhausen.

Eine nächste Gruppe von Fundstellen zeichnet sich durch das Auftreten vom *Megacricetodon* aff. *bavaricus* (eine weiter entwickelte, größere Form) aus. Dabei sind die Faunen von Roßhaupten und Jettingen mit *Eumyarion* aff. *medius* vermutlich älter als Sandelzhausen einzustufen, während in den übrigen Fundstellen *Eumyarion bifidus* neu hinzukommt. Ebenfalls alter als Sandelzhausen wird aufgrund des Erstauftretens von *Miodyromys aegercii*, des letzten Auftretens von *Miodyromys hamadryas* und *Microdyromys praemurinus* die Fundstelle Schönenberg eingestuft. Charakteristische Vertreter bei den Gliriden sind *Miodyromys aegercii, Miodyromys miocaenicus* und *Eomuscardinus sansaniensis* (Fahlbusch 1964, Gall 1972, Mayr 1979).

MN 7: Referenzlokalität Steinheim

Vorläufig muß für diese Einheit weiterhin die gut belegte Fundstelle Steinheim (außerhalb des OSM) als Referenzlokalität dienen. Die stratigraphische Einstufung, der einzig in Frage kommenden Fundstelle Oggenhof ist noch umstritten. Wenngleich aus dieser Fundstelle die großten Exemplare von *Democricetodon* aff. *bavaricus* vorliegen und noch *Eumyarion* aff. *medius* zusammen mit *Eumyarion bifidus* auftreten, weist diese

Fauna aufgrund ihres Artenspektrums an Gliriden und Cricetiden weitaus mehr Ähnlichkeit mit MN 6 auf als MN 8. Die aus Steinheim erwähnten *Eumyarion*-Arten *latior* und *weinfurteri* lassen sich in den Molassefundstellen nicht feststellen. Lediglich *Democricetodon gaillardi* weist auf jüngeres Alter (erstmals in Giggenhausen und Kleineisenbach) hin.

Für die Gliridenvergesellschaftung sind *Miodyromys aegercii, Microdyomys miocaenicus* und *Myoglis meini* typisch. Aufgrund der Entwicklung von *Eomuscardinus* wären in dieser Einheit Übergangsformen von *sansaniensis* zu aff. *sansaniensis* zu erwarten (Heizmann 1973, Mayr 1979).

MN 8: Referenzlokalität Giggenhausen

Die Fundstellen Giggenhausen und Kleineisenbach zeigen mit der Cricetidenvergesellschaftung *D. freisingensis, D. similis* und *D. brevis* sowie *Deperetomys hagni* ein sehr einheitliches Bild. Bei den Gliriden übernehmen *Paraglirulus werenfelsi* und *conjunctus, Eomuscardinus* aff. *sansaniensis, Microdyromys miocaenicus* die Hauptanteile, während der in früheren Einheiten dominierende *Miodyromys aegercii* stark zurücktritt. An beiden Fundstellen ist die große Artenzahl der Cricetiden und Gliriden auffallend, der zahlenmäßige Anteil der Eomyiden im Vergleich zu den Cricetiden merklich größer als in den Einheiten MN 6 und MN 7 (Fahlbusch 1964, 1975, Engesser 1972, Mayr 1979).

MN 9: Referenzlokalität Hammerschmiede

Durch die Faunen der Fundstellen Marktl im Osten, Hammerschmiede und Hillenlohe im Westen sind die jüngsten Sedimente der OSM nachgewiesen. Der in diesem Raum entdeckte *Microtocricetus molassicus, Democricetodon* aff. *debruijni, Eomyops catalaunicus* sowie *Eumyarion leemanni* erlauben eine Parallisierung mit spanischen und französischen Fundstellen vallesischen Alters. Unter den Gliriden ist das Erstauftreten von *Eliomys* sp., *Muscardinus pliocaenicus hispanicus* und der große Anteil von *Paraglirulus conjunctus* entscheidend. Insgesamt gesehen wirkt diese Einheit sehr geschlossen und scharf von MN 8 abgesetzt. Die Artenzahl der Gliriden und Cricetiden ist merklich geringer als in MN 8, der zahlenmäßige Anteil der Eomyiden im Vergleich zu den Cricetiden größer als in allen vorangegangenen MN-Einheiten (Fahlbusch 1975, Fahlbusch & Mayr 1975, Mayr 1979).

4. Bemerkungen zur Ökologie

Die Analyse der OSM-Fundstellen und ihres Fossilinhalts bringt nicht nur wichtige stratigraphische Erkenntnisse, sondern erlaubt auch Aussagen zur Palökologie. Nicht immer haben frühere Bearbeiter ihr Augenmerk darauf gerichtet.

So lassen die Einförmigkeit der wichtigsten Gruppen unter den Kleinsäugern, die Dominanzen weniger Formen wie z. B. *Democricetodon bavaricus* bei den Cricetiden und *Miodyromys hamadryas hamadryas* und *M. aegercii* bei den Gliriden, zahnmorphologische Vergleiche mit rezenten Vertretern derselben Entwicklungslinien und die Rezentökologie für die Säuger-„Units" 5–6 auf eine einheitliche, also wenig gegliederte

Landschaft schließen (Mayr 1979). Diesem paläzoologischen Befund entsprechen die artenarmen, z. T. kleinblattrigen Blattfloren von Wemding, der Reisensburg und auch von Sandelzhausen, an denen der Typ des „*Podogonium*"-Blattes vorherrscht oder gar nur ausschließlich nachgewiesen ist. Leider sind dies auch besonders fossilarme Blattfundstellen, was jedoch aufschlußreich genug ist. Im recht auffälligen Gegensatz dazu stehen die artenreichen, geradezu üppigen halbimmergrünen Wälder der Oberpfälzer Braunkohle, ferner die gleichfalls nicht artenarmen Wälder aus der Zeit der ältesten Süßwassermolasse und wohl auch der Sußbrackwassermolasse. Ihr zoologisches Pendant haben diese Waldgesellschaften in artenreichen Kleinsaugerfaunen aus der Spaltenfüllung von Erkertshofen mit bedeutenden Anteilen an Waldbewohnern und den im Bereich der Süßbrackwassermolasse gelegenen Fundpunkten Forsthart und Rembach. Diesem ersten Hohepunkt in der Entwicklung der Lebewelt der OSM entsprechen nach unserem derzeitigen Wissenstand die Einheiten 4b und auch ein Teil von 5. Nach der geschilderten Verarmung während des folgenden Zeitabschnittes beginnt mit der Grenze Einheit 6 zu 7 ein zweiter Waldabschnitt der OSM. Kennzeichnend für die Entwicklung der Kleinsäugerfaunen dieser Zeit ist der zunehmend hohe Anteil an waldbewohnenden Gliriden (*Paraglirulus*, *Microdyromys*) und Cricetiden (*Megacricetodon* aff. *schaubi* und *Megacricetodon similis*). Ein weiterer Hinweis auf die stetige Zunahme der Waldbedeckung ist vor allem im vermehrten Auftreten der Eomyiden (Engesser 1972) zu sehen. Umgekehrt gehen die Steppenbewohner stark zurück. In der Gehölzflora dominieren in diesem zweiten Waldabschnitt deutlich die im gemaßigten Klima beheimateten Pflanzenfamilien wie Betulaceen, Fagaceen und Aceraceen. Es versteht sich, daß sich der Übergang allmählich vollzog und gerade die Übergangs-Floren- und -Faunen die reichste Artenfülle aufgrund der immer stärker gegliederten Landschaft aufweisen müssen, während in einem typisch ausgeprägten Waldabschnitt wie in MN 9 der Artenreichtum durch Biotopverluste wieder abnimmt.

Somit ergibt sich auf palokologischer Grundlage wiederum eine Dreigliederung der OSM-Sedimente: Zwischen einem alteren und einem jüngeren Entfaltungsschwerpunkt in der Entwicklung der Lebewelt, ist eine Periode des Rückganges der Arten festzustellen. In wieweit eine derartige Einteilung mit der Dreigliederung Diehm's übereinstimmt, kann erst nach Neubearbeitung der Großsäuger geklärt werden. Dieser auffällige Einschnitt in Flora und Fauna ist nicht der Temperatur als primär beschränkender Faktor zuzuschreiben, weil sich einmal die Zusammensetzung der Vegetation gleichsinnig von subtropisch nach gemäßigt andert; zum anderen ist auch aus der Verteilung der insgesamt wärmeliebenden Gliriden keine starke Schwankung der Jahresmitteltemperaturen zu sehen. Es bleibt so als begrenzender Minimalfaktor in erster Linie die Niederschlagsmenge übrig. Diese These findet ihre Bestatigung in dem zweimaligen Entwicklungshöhepunkt der *Paraglirulus*-Vertreter (MN 4/5 u. MN 8/9), ausgesprochener Waldbewohner, für die hohe Niederschlagsmengen in den Biotopen der Gegenwart bezeichnend sind. Ebenfalls zwei synchrone Entwicklungshöhepunkte sind bei den Eomyiden, Castoriden und Gleithornchen zu verzeichnen. Umgekehrt dokumentieren die gebißmorphologischen Untersuchungen der Gliriden aus den Einheiten MN 5 und 6 (Arten von *Miodyromys* und wohl auch von *Democricetodon bavaricus*, bzw. aff. *bavaricus*) einen Krautreichtum, wie er nur in einem offenen Gelande gegeben ist. Für solche Landschaften sind geringere Niederschlage bezeichnend. Von den Pflanzen her findet diese Ansicht ihre Bestatigung in der auffallenden Kleinblattflora von Wemding, in der allein auch Astera-

ceen-ähnliche Flugfrüchte auftreten, die in einer dichten Waldlandschaft geradezu unsinnig wären. Überdies wäre die Annahme einer niederschlagsärmeren Periode während der OSM die beste Erklärung dafür, warum kohlebildende Gesellschaften nur in den Einheiten 4b–5 und wieder ab 8 auftreten – eine oft beobachtete Erscheinung, welche anders schwer deutbar sein dürfte.

Niederschlagsarmut würde auch verstehen lassen, warum schon für die Einheit 5, vor allem aber für die Einheit 6 so wenig reichere Blattfundstellen auszumachen sind. Die Ansichten der Autoren in der Frage einer mittelmiozänen Trockenphase sind im übrigen weit weniger kontrovers als die einseitige, weil wohl von einer vorgefaßten Meinung ausgehende Publikation GREGOR's (1980a) vermuten läßt.

Daß die Darstellung dieses Autors dem Problem nicht gerecht wird, soll an anderer Stelle dargelegt werden.

Schriftenverzeichnis

ANONYMUS (1975): Münchner Kreis der Fossilienfreunde. – Bericht für das Jahr 1975, 1–8; München (unveröffentl. an die Mitglieder verschicktes Maschinenmanuskript).

BAILEY, I. W. & SINNOT, E. W. (1916): The climatic distribution of certain types of angiosperm leaves. – Amer. J. Botany, **3:** 24–39; Baltimore.

BERGER, W. (1952): Die altpliozäne Flora der Congerienschichten von Brunn-Vosendorf bei Wien. – Palaeontographica, B, **92:** 97–121; Stuttgart.

BERGER, W. (1953): Pflanzenreste aus den obermiozänen Ablagerungen von Wien-Hernals. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **59:** 141–154; Wien.

BERGER, W. (1955a): Die altpliozäne Flora des Laaerberges in Wien. – Palaeontographica, B, **97:** 81–113; Wien.

BERGER, W. (1955b): Neue Ergebnisse zur Klima- und Vegetationsgeschichte des europäischen Jungtertiärs. – Ber. Geobotan. Forsch. Inst. Rübel Zürich, **1954:** 12–29; Zürich.

BERGER, W. (1958): Untersuchungen an der obermiozänen (sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana. – Palaeontographica Italica, **51:** 1–96; Pisa.

BOLTEN, R., GALL, H. & JUNG, W. (1976): Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). – Geol. Bl. NO-Bayern, **26:** 75–94; Erlangen.

CICHA, I., FAHLBUSCH, V. & FEJFAR, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Paläont. Abh., **140:** 129–145; Stuttgart.

DEHM, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwasser-Molasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300000: 81–88; München (Bayer. geol. L.-Amt).

DEHM, R. (1957): Fossilführung und Altersbestimmung der Oberen Süßwasser-Molasse auf Blatt Augsburg. – In SCHAEFER, J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50000: 34–39; München (Bayer. geol. L.-Amt).

DEHM, R., GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. & MALZ, H. (1977): Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, **75:** 79–93; München.

DILCHER, D. L. (1973): A paleoclimatic interpretation of the Eocene floras of southeastern North America. – In: GRAHAM, A. (Edit.) Vegetation and vegetational history of northern Latin America, 39–59; Amsterdam, London, New York (Elsevier).

DOLPH, G. E. (1978): Variation in leaf size and margin type with respect to climate. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **30**, 153–158; Frankfurt/Main.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland, **28:** 37–363; Liestal (Lüdin AG.).

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F., **118:** 136 S.; München.

FAHLBUSCH, V. (1975): Die Eomiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. histor. Geol., **15:** 63–90; München.

FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., **5:** 160–167; Berlin.

FAHLBUSCH, V. & MAYR, H. (1975): Microtoide Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – Paläont. Z., **49** (1/2): 78–93; Stuttgart.

FAHLBUSCH, V., GALL, H. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1974): Die obermiozäne Fossillagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73. Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128; München.

GALL, H. (1972): Die obermiozäne Fossillagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12:** 3–32; München.

GREGOR, H.-J. (1978): Die miozänen Frucht- und Samenfloren der Oberpfälzer Braunkohle. I. Funde aus den sandigen Zwischenmitteln. – Palaeontographica, B, **167:** 8–103; Stuttgart.

GREGOR, H.-J. (1980a): Ein neues Klima- und Vegetations-Modell für das untere Sarmat (Mittelmiozän) Mitteleuropas unter spezieller Berücksichtigung floristischer Gegebenheiten. – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1979:** 337–353; Wien.

GREGOR, H.-J. (1980b): Die miozänen Frucht- und Samenfloren der Oberpfälzer Braunkohle. II. Funde aus den Kohlen und tonigen Zwischenmitteln. – Palaeontographica, B, **174:** 7–94; Stuttgart.

GÜMBEL, C. W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S.; Gotha (J. Perthes).

HANTKE, R. (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger-Fundstelle Schrotzburg. – Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., **80:** 30–118; Zürich.

HEIZMANN, P. J. (1973): Die tertiären Wirbeltiere des Steinheimer Beckens. V. Die Carnivoren des Steinheimer Beckens. – Palaeontographica, Suppl., **8** (5): 1–95; Stuttgart.

JUNG, W. W. (1963): Blatt- und Fruchtreste aus der Oberen Süßwassermolasse von Massenhausen, Kreis Freising (Oberbayern). – Palaeontographica, B, **112:** 119–166; Stuttgart.

JUNG, W. W. (1968): Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- und Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. – Ber. naturwiss. Ver. Landshut, **25:** 43–73; Landshut.

JUNG, W. W. & KNOBLOCH, E. (1971): Die Braunkohle von Wackersdorf. – Bayer. Braunk. Bergbau, **80:** 1–11; Schwandorf.

KNOBLOCH, E. & KVAČEK, Z. (1976): Miozäne Blätterfloren am Westrand der Böhmischen Masse. – Rozpr. Ust. Geol., **42:** 1–131; Praha.

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – 360 S.; München (Photodruck der Dissertation).

MAYR, H. & FAHLBUSCH, V. (1975): Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15:** 91–111; München.

MEIN, P. (1975): Rèsultats du Groupe de Travail des Vertèbrès. – In: Report on Activity of the R. C. M. N. S. Working Groups (1971–1975) 78–81; Bratislava.

MEYER, B. L. (1956): Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. – Geol. Bavarica, **25:** 100–128; München.

NEUMAIER, F., BLISSENBACH, E., WITTMANN, D., GRIMM, W.-D., STIEFEL, J., BATSCHE, H. & MAYR, M. (1957): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. – Beih. Geol. Jb., **26:** 384 S.; Hannover.

PROBST, J. (1883): Beschreibung der fossilen Pflanzenreste aus der Molasse von Heggbach O. A. Biberach und einigen anderen oberschwäbischen Localitäten. – Jahresh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, **1883:** 166–242; Stuttgart.

ROSSOLIMO, O. L. (1976): *Myomimus setzeri* (Mammalia, Myoxidae), a new species of mouse-like doormouse from Iran. – Vestik Zoologii, **4**, 51–53; Kiew.

ROSSOLIMO, O. L. (1976): Taxonomic status of the mouse-like doormouse *Myomimus* (Mammalia, Myoxidae) from Bulgaria. – Zool. J., **55** (10): 1515–1525; Moskau.

RÜFFLE, L. (1963): Die obermiozäne (sarmatische) Flora vom Randecker Maar. – Paläont. Abh., **1** (3): 139–298; Berlin.

RÜHL, F. (1896): Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayrisch-Schwaben. – Ber. naturwiss. Ver. Schwaben und Neuburg, **32:** 329–490; Augsburg.

SELMEIER, A. (1958): Die Kieselhölzer des bayerischen Miozäns. – Jber. naturw. Ver. Landshut, **23:** 73 S.; Landshut.

STEHLIN, H. & SCHAUB, S. (1950): Die Trigonodontie der simplicidenten Nager. – Schweiz. Paläont. Abh., **67:** 385 S.; Basel.

STEININGER, F. (1965): Ein bemerkenswerter Fund von *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP 1852 (Proboscidea, Mammalia) aus dem U-Pliozän (Pannon) des Hausruck-Kobernaußerwald-Gebietes in Oberösterreich. – Jb. Geol. B. A. Wien, **108:** 195–212; Wien.

STORCH, G. (1978): Gliridae. – In NIETHAMMER, J. & KRAPP, F.: Handbuch der Säugetiere Europas. Bd. 1, Nagetiere 1. 476 S.; Wiesbaden (Akad. Verl.-Ges.).

STROMER, E. (1928): Wirbeltiere im obermiozänen Flinz Münchens. – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., N. F., **32** (1): 1–102; München.

TOBIEN, H. (1968): Typen und Genese tertiärer Säugerlagerstätten. – Eclogae Geol. Helvetiae, **61** (2): 549–575; Basel.

THENIUS, E. (1952): Die Säugetiere aus dem Jungtertiär des Hausrucks und Kobernaußerwaldes (Oberösterreich) und die Altersstellung der Fundschichten. – Jb. Geol. B. A. Wien, **95:** 119–144; Wien.

THENIUS, E. (1960): Die jungtertiären Wirbeltierfaunen und Landfloren des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Neogenstratigraphie. – Mitt. Geol. Ges., **52:** 203–209; Wien.

THIELE-PFEIFFER, H. (1979): Die miozäne Mikroflora aus dem Braunkohlentagebau Oder bei Wackersdorf/Oberpfalz. – 268 S.; München (Photodruck der Dissertation).

WALTHER, H., HARNICKEL, E. & MUELLER-DOMBOIS, D. (1975): Klimadiagrammkarten der einzelnen Kontinente und die ökologische Klimagliederung der Erde. – 33 S., 9 Kt.; Stuttgart (Fischer).

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 20 175 186 München, 15. 12. 1980

Ein limnisches Jungtertiär-Profil aus dem Randecker Maar (Schwäbische Alb)

Von Heinrich Hiltermann*)

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Kurzfassung

Es wird die Vertikalverbreitung der in einem 2,25 m-Profil des Randecker Maares gefundenen organischen und anorganischen Reste dargestellt. Eine Tabelle gibt die qualitative und quantitative Verbreitung von 16 Arten oder Artengruppen, von 9 Problematika und von allochthonen Malm-Fossilien. Die hierauf basierende Unterteilung des Profiles in 9 benannte Schichten wird begründet. Bestimmt und spezifisch unterschieden werden 14 Gastropoden und 8 Ostracoden. Eine paläontologische Beschreibung erfolgt nur von juvenilen Exemplaren der Gastropoden *Gyraulus applanatus kleini*, *Triptychia antiqua* und *Triptychia randeckensis*. Die übrigen pflanzlichen, tierischen und problematischen Reste werden vorwiegend unter stratigraphischen Gesichtspunkten behandelt.

Abstract

A 2,25 m section of the lake deposits in the Randecker Maar has yielded organic and anorganic remains; 14 different species of gastropodes and 8 of ostracodes are listed. The vertical distribution of 16 species and species groups, of 9 problematica, and of some allochthonous Malm fossils leads to a separation of 9 layers which are characterized and named. Additional remarks are given for the gastropodes *Gyraulus applanatus kleini*, *Triptychia antiqua*, and *Triptychia randeckensis*, also for the stratigraphical ditribution of the other organic remains.

Inhalt

I. Einleitung
II. Schichtenfolge und Fossilführung
III. Paläontologische Bemerkungen
IV. Literatur

*) Prof. Dr. phil. nat. H. Hiltermann, Milan-Ring 11, D-4518 Bad Laer, Bez. Osnabrück.

I. Einleitung

Der Fundort liegt auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb, unmittelbar am Rande der Weißjura-Stufe, 34 km ENE von Tübingen. Es ist ein Rest des Kraterrandes des großten Schlotes der jungtertiaren Vulkane von Urach-Kirchheim. Schon die Klassiker der Geologie Schwabens, F. A. Quenstedt und O. Fraas, beschäftigten sich mit den Ablagerungen dieses Kratersees. W. Branco bezeichnete sogar das Randecker Maar als Schlüssel für das Verständnis der anderen vulkanischen Bildungen der Alb (Seemann 1926).

In den letzten Jahren wurde das Gebiet dadurch bekannt, daß die amerikanischen Astronauten das Nordlinger Ries als Modell eines irdischen Meteoriten-Einschlages besucht haben (Engelhardt u. a. 1974).

Die von Rüffle (1963) durchgeführte Revision der Pflanzenreste der Fundstelle Randecker Maar ergab folgende dort noch unbekannte Familien: Helobiae, Myricaceae, Fagaceae, Ulmaceae, Leguminosae, Rutacea, Mellaceae und Sterculiaceae.

Anlaßlich einer Exkursion der Tübinger Tagung der Palaontologischen Gesellschaft im September 1962 entnommene Stichproben ließen Neufunde erhoffen durch Anwendung neuerer mikropalaontologischer Entnahme-, Aufbereitungs- und Auswertungs-Methoden. Viele Gruppen sind noch gar nicht bearbeitet, worauf zuletzt noch von Westphal (1963) hingewiesen wurde. Prof. Westphal stellte dem Verfasser dankenswerterweise ein frisch entnommenes 2,25-m-Profil von 24 Proben (je etwa 1 kg) zur Verfügung.

Da die palynologische Bearbeitung neue entscheidende Hinweise versprach, trennte ich von jeder Probe Material ab und gab es an Herrn Dr. F. Thiergrat nach Berlin weiter. Infolge der Erkrankung und des allzu frühen Todes von Dr. Thiergrat entfiel diese Bearbeitung.

Aber auch in den Fraktionen 1–0,01 mm fand ich eine Fülle organischer und anorganischer Reste, deren Bearbeitung im Rahmen der mir verbliebenen Moglichkeiten durchgeführt wurde.

Ich möchte es nicht versäumen, den damaligen Kollegen der Bundesanstalt und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover zu danken. Dies gilt vor allem für die Herren Dr. L. Benda, Prof. Dr. G. Lüttig und Dr. Herm. Schmitz. Außerdem danke ich Herrn Dr. A. Zilch, Senckenberg Museum Frankfurt/M., für die entscheidende Hilfe bei der Bestimmung der Gastropoden. Nicht zuletzt habe ich Herrn Prof. Dr. R. Dehm zu danken für eine kritische Durchsicht des Manuskriptes.

II. Schichtenfolge und Fossilführung

Die von Herrn Prof. Westphal entgegenkommenderweise für unsere Untersuchungen nachtraglich entnommenen Proben umfassen in allen Fällen nur je eine Schicht von 2 cm Dicke. Zwischen den einzelnen Proben liegt jeweilig eine Lücke von 8 cm, so daß die Gefahr einer gegenseitigen Verunreinigung gering ist.

Angaben uber den Lagepunkt des Aufschlusses und die Lithologie des vollstandigen Profiles finden sich bei Westphal (1963).

Wenn man die Vertikalverbreitung der vom Verfasser gefundenen Fossilien tabellarisch erfaßt, so kann man feststellen, daß sich trotz der lithologischen Gleichförmigkeit mittlere Lagen abzeichnen, deren durchschnittlicher Kalkgehalt auf etwa 60% absinkt. Doch ist eine sichere Korrelation dieser chemischen Schwankungen weder mit organischen noch anorganischen Charakteristika festzustellen. Wie die Tabelle 1 zeigt, kann man in der Reihenfolge von oben nach unten folgende Schichten unterscheiden:

9. Kalkalgen-Schichten
8. „Pappschiefer"
7. Diatomeen-Mergel
6. Parvangulae-Schichten
5. Obere Guttulae-Schichten
4. Untere Guttulae-Schichten
3. Schichten mit Gastropoden und Vertebratenresten
2. Gastropoden-Schichten
1. Ostracoden-Schichten

Hiltermann & Schmitz (1968: 300) benutzten diese Horizonte für einen Vergleich mit dem von Westphal (1963) publizierten Detailprofil.

1. Ostracoden-Schichten

Diese beginnen mit hellgrauen, fast ungeschichteten Mergeln, denen bräunliche Mergeltone folgen. Unter den Fossilresten fallen Ostracoden, kleine Knochen-Fragmente und Gastropoden auf. Besonders häufig sind Planorbiiden, die bis 2 mm Länge erreichen und als *Gyraulus applanatus klemi* (Gottschick & Wenz) zu bestimmen sind. Auch juvenile Exemplare von *Cepaea* sp., *Ferrissia* sp., *Radix* sp., *Succinea* sp. und *Triptychia antiqua* (Zieten) sind nicht selten. Dazu kommen noch in der oberen Probe „*Abida*" sp. und *Triptychia randeckensis* (Kranz). Häufiger sind folgende Ostracoden:

Candona praecox Straub
Candona sp.
Candona steinheimensis Sieber
Cypricercus sp.
Darwinula cylindrica Straub.

In der obersten Lage finden sich außer einem Operculum von *Tudorella* noch unbestimmbare Reste von Kalkalgen (?). Die vorgenannten autochthonen und parautochthonen Organismen leben heute vorwiegend in kleinen, flachen Süßwasserseen und deren Randgebieten.

Als allochthone Komponenten sind in der oberen Lage Rhaxen mariner Spongien aus dem Weißjura nachweisbar.

2. Gastropoden-Schichten

Die hellgrauen, kaum geschichteten Mergel ($CaCO_3$: 85–93%) enthalten neben Knochenfragmenten von Kleinsäugern in großerer Zahl die vorgenannten Gastropoden, wobei juvenile *Radix* dominieren. Vertreter von *Ferrissia* sind häufiger und besser erhalten als im Liegenden; bestimmbar ist *Ferrissia deperdita*, die WENZ (1930) nur im „schwarzen Tuff" des Randecker Maares fand. In der untersten Mergellage fanden sich daneben Jugendformen der Planorbiide *Planorbarius corna*. In den diese Mergel überlagernden Schichten sind Trümmer von Gastropoden besonders häufig, darunter viele Heliciden-Reste.

Die häufigste Ostracode ist *Darwinula cylindrica* STRAUB; in den beiden mittleren Proben kommen noch *Candona praecox* STRAUB und *Metacypris rhomboidea* STRAUB hinzu.

An Pflanzenresten finden sich isolierte Spiralzellen von Characeen-Oogonien, deren nähere Bestimmung noch aussteht.

Die drei dünnplattigen, schokoladebraunen Lagen von 0,5–2,5 cm weichen weder fossilmäßig noch nach ihrem Carbonat-Gehalt ab von den benachbarten Schichten.

3. Schichten mit Gastropoden und Vertebratenresten

Die weichen, graubraunen Mergel ($CaCO_3$: 83–88%) enthalten im oberen Teil dunkelbraune Bänder und Schmitzen. Die vorgenannten limnischen und terrestrischen Gastropoden, die Reste von Kleinvertebraten, *Chara*-Oogonien und auch die allochthonen Spongien-Rhaxen sind häufiger als im Liegenden, während Ostracoden bis auf Einzelfunde von *Candona praecox* STRAUB fehlen.

Unter den Gastropoden sind besonders häufig:

Triptychia sp. juv. cf. *antiqua*,
Triptychia sp. juv. cf. *randeckensis* und
Radix sp. juv. cf. *socialis*.

Seltener findet sich daneben *Ferrissia deperdita*.

4. Untere Guttulae-Schichten

Der Kalkgehalt der hellgrauen Mergel geht regelmäßig von Probe zu Probe von 91% auf 59% zurück, ohne daß sich der Fossilgehalt innerhalb der 50-cm-Schicht und auch dem Liegenden gegenüber grundsatzlich ändert. Der Planorbiide *Gyraulus* zeigt in den mittleren Lagen sein häufigstes Vorkommen, in etwa vergleichbar mit seinem Auftreten in Schicht 1. Daneben finden sich gut erhaltene Embryonalwindungen einer „*Abida*" vel „*Poiretia*".

Tabelle 1: Vertikalverbreitung der in 24 Proben gefundenen organischen und anorganischen Reste eines 2,25-m-Profils durch die Randecker Süßwasserschichten

. = vorhanden
× = über 20 Exemplare

Schicht	Proben-Nr.	Candona praecox STRAUB 1952	Candona steinheimensis SIEBER 1905	Cypricercus sp.	Darwinula cylindrica STRAUB 1952	Metacypris rhomboidea STRAUB 1952	Eucypris?candonaeformis STRAUB 1952	Candona suevica STRAUB 1952	Triptychia sp.sp.	Radix sp. fragm.	Gyraulus sp.	Cepaea sp. fragm.	"Abida" sp.	Ferrissia sp.	Kleinvertebratenfragmente	Kalkalgen (?)	Chara-Oogonien	Malm-Foraminiferen	Spongien-Rhaxen	kugelige anorganische Reste	Wurmröhren	Guttulae HILTERMANN & SCHMITZ 1968	keulenförmige Problematica	Ellipsoide fraglicher Herkunft	Tonerdesilikat-Körperchen	Reste größerer Pflanzen	Parvangulae HILTERMANN & SCHMITZ 1968	Koprolithe	$CaCO_3$ %	ungefähre Schichtdicke
9	40745														.	x													84	5 cm
8	40746																			.									66	15 cm
7	40747																												95	5 cm
6	40748								.			.						.	x							x	x		10 cm
5	40749														.			.	x	x			x						68	45 cm
	40750								.				.		.				x	x		x					x		56	
	40751												.								x								58	
	40752																				x								53	
	40753							.																		x				59	
4	40754										x	x																	65	50 cm
	40755																												66	
	40756																												78	
	40757																												91	
3	40758										x																		86	20 cm
	40759																												83	
	40760																												88	
2	40761																												88	40 cm
	40762																												93	
	40763																												91	
	40764																												88	
	40765																												92	
	40766																													
1	40767																													35 cm
	40768																													

Neu und bisher von keiner anderen Fundstelle angegeben sind winzige, nur 0,15–0,20 mm messende tropfen- und keulenförmige Apatit-Gebilde, die von Hiltermann & Schmitz (1968) beschrieben und als Guttulae bezeichnet wurden. Sie finden sich in jeder der fünf aus dieser Schichtenfolge stammenden Proben, wogegen sie im Liegenden völlig fehlen.

Alle in den tieferen Schichten genannten Ostracoden kommen häufig, teilweise sogar sehr häufig vor. Ihre Verteilung zeigt Tabelle 1. In der obersten Probe tritt noch *Candona suevica* Straub hinzu, die von Straub (1952: 484) in den *Sylvana*-Schichten und in der Süßwasser Molasse zwischen Ehingen und Ulm als häufig angegeben wird.

Gelegentlich sind nicht näher ansprechbare Pflanzenreste und daneben die schon im Liegenden genannten Rhaxen von Malm-Spongien zu beobachten.

5. Obere Guttulae-Schichten

Es handelt sich um eine Folge hellgrauer schokoladenbrauner, feinplattiger Mergel mit dünnen Lagen von dicht gepackten, mehr oder weniger inkohlten Blättern. Diese Mergel entsprechen den Schichten Nr. 13 bis 32 des von Wetzel 1963 beschriebenen Profiles. Als besonders charakteristisch und häufig fallen in den Schlämmrückständen die bohnenförmigen Rhaxen der Malm-Spongien auf. Daneben finden sich häufig isolierte Kalkspat-Prismen.

Ein weiteres Charakteristikum dieser Schicht ist das häufige Vorkommen der vorgenannten Guttulae.

Dagegen treten fast alle in den tieferen Schichten anzutreffenden organischen Komponenten zurück; Ostracoden fehlen vollständig.

Das Vorkommen einer aus dem Malm stammenden Foraminifere und die Häufung der Rhaxen von Malm-Schwämmen bestätigen die Annahme von Wetzel, daß es sich bei den von ihm beobachteten Malmbrocken um Rutschmaterial handelt, das vom Kraterrand stammt.

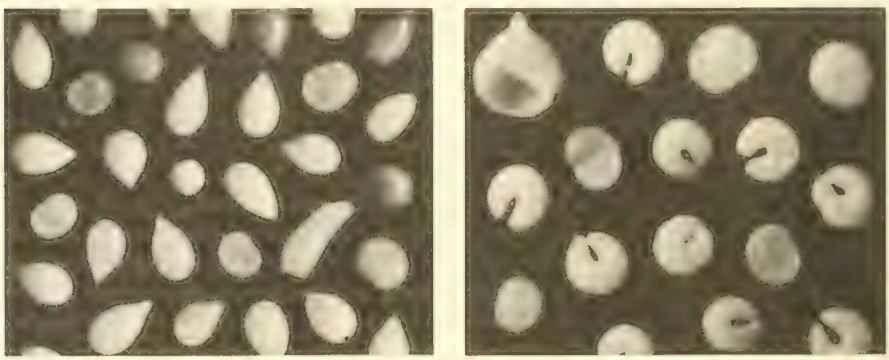


Abb. 1: Apatit-Gebilde aus limnischen Sedimenten vom Randecker Maar. Die Beschreibungen und Dünnschliffe dieser Guttulae (Tröpfchen" von ±0,2 mm Länge) und Parvangulae („kleine Hufeisen" von 0,15–0,16 mm Durchmesser) von H. Hiltermann und H. H. Schmitz finden sich im Geologischen Jahrbuch, 85: 299–314, Hannover 1968.

Nach Westphal (1963) handelt es sich um eine besonders differenzierte Folge. Das von ihm aufgenommene Teilprofil lautet (von oben nach unten):

0,5 cm Kalkschiefer, gelbgrau, verkieselt, sehr dünnplattig
1,0 cm Mergelschiefer, graugelb, weich, sehr dünnschiefrig
0,2 cm Kieselbänkchen, grau
0,2 cm Mergelschiefer, graugelb, weich, sehr dünnschiefrig
0,4 cm Kalkschiefer, gelbgrau, verkieselt, sehr dünnplattig, „Hauptinsektenschicht", wobei auf einer Schichtfläche jeweilig fast nur Raupen, oder nur Libellen-Larven oder nur Dipteren-Imagines usw. auftraten.
0,8 cm Kieselkalkbank, hellgrau, mit subaquatischen Rutschungen
1,5 cm Mergelschiefer, graugelb, dünnplattig, nicht verkieselt
0,5 cm Blätterkohle, dunkelbraun
1,5 cm Mergelschiefer, hellgrau, dünnschiefrig, weich
0,7 cm Blätterkohle, dunkelbraun.

6. Parvangulae-Schichten

Die hellgrauen Mergel mit Blättern und anderen Pflanzenresten sind weich und sehr dünnschiefrig. Neben seltenen Fragmenten von Gastropodenschalen, allochthonen Spongien-Rhaxen und Sinter-Resten (Kalkalgen?) finden sich winzige Problematika von tropfen-, hufeisen- und keulenförmiger Gestalt. Die „Hufeisen" (= **Parvangulae**; vgl. Hiltermann & Schmitz 1968) sind auf diese Schicht beschränkt, abgesehen von einem Exemplar aus der obersten Lage von Schicht 5. Die feineren Fraktionen enthalten einige nicht näher bestimmbare Bruchstücke naviculoider Diatomeen, die deutliche sekundäre Anlösungserscheinungen zeigen.

Die schon in Schicht 5 gefundenen und charakterisierten Kalkspat-Prismen kommen hier noch häufiger vor.

7. Diatomeen-Mergel

In diesen weichen, sehr dünnschiefrigen Mergelkalken ($CaCO_3$: 95%) wurden keine größeren Mikrofossilien gefunden. In den feineren Fraktionen fand sich nach der Analyse von Herrn Dr. L. Benda „eine artenarme, aber individuenreiche Flora benthonischer Diatomeen, besonders von Synedren, naviculoiden Formen *(Pinnularia, Navicula)* und von Nitzschien. Das anscheinend völlige Fehlen planktonischer Formen dürfte auf das Vorhandensein eines flachen Tümpels deuten".

8. „Pappschiefer"

Die weichen, sehr dünnplattig geschieferten Mergel ($CaCO_3$: 66,4%) entsprechen den Schichten 48 bis 51 im Westphal'schen Profil. Größere, aber nicht bestimmbare Pflanzenreste sind nicht selten. Die durch Verwitterung sekundär bezüglich ihrer Fossil-

führung veränderte und verarmte Schicht enthält verschiedene Sinterkalk-Reste (Kalkalgen?) und vereinzelte Schalenfragmente von Gastropoden, Koprolithe und sehr vereinzelte Parvangulae, deren Hauptverbreitung in Schicht 6 ist.

9. Kalkalgen-Schichten

Es handelt sich um helle Kalke ($CaCO_3$: 84%), die der Schicht 52 des Westphal'schen Profils entsprechen. Im Schlämmrückstand sind nur unregelmäßig geformte Reste von Kalkskeletten häufig. Ihr Erhaltungszustand erlaubt keine bestimmten Aussagen.

Einige kugelige Gebilde sind mit den von Rutte (1955) in der Oberen Süßwassermolasse (Öhninger Schichten) gefundenen Problematika vergleichbar. Ein Schalenrest ist der Gattung *Valvata* zuzuordnen.

In einigen Proben fanden sich dunkle minerogene Komponenten. Dr. H.-H. Schmitz nahm dazu wie folgt Stellung:

„Die schwarzen, blumenkohlartigen, kleinen, gelförmigen Körperchen wurden rontgenographisch und chemisch untersucht. In beiden Fällen ergab sich deutlich, daß ein Teil der Substanz aus Kalk besteht. Die Interferenzen der Debye-Scherrer-Aufnahme konnten noch nicht eindeutig zugeordnet werden. Möglicherweise handelt es sich um ein Mineral der Allophan-Gruppe; das sind wasserhaltige Tonerdesilikate. Die schwarze Farbe rührt von der dunnen Kruste her, die sich mit Salzsaure entfernen läßt. Der chemische Nachweis von Mangan fiel positiv aus. Es ist sehr zweifelhaft, daß es sich bei der säurelöslichen Substanz um Bimsstein oder ähnliches handelt.

Die in den Schichten 5 bis 7 gefundenen Kalkspat-Prismen sind bis zu 2 mm lang und 0,2–0,3 mm breit. Diese wasserklaren, seltener weißen, aber auch dann durchsichtigen Kristalle zeigen fasertormigen Aufbau. Im Vergleich zu den ahnlichen, aber regelmäßiger gebauten Prismen von Inoceramen-Schalen zeigen sie keine glatte, sondern eine parallel gestreifte Oberflache. Es durtte sich um Reste der von Westphal (1963: 35) erwähnten Bänkchen von anorganischem Faserkalk handeln.

In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Westphal (1963) konnten keine sicheren Hinweise auf vulkanogenes Material gefunden werden. Es fehlen die sonst aus den Tuffiten des Randecker Maares angegebenen Lapilli und die größeren Glimmerkristalle.

III. Paläontologische Bemerkungen

„Kalkalgen?"

Wie die Tabelle 1 zeigt, kommen „Kalkalgen?" in allen Schichten mit Ausnahme der Schichten 5 und 7 vor. Es ist ein Sammelbegriff für verschiedenartige Bildungen, die aber nicht vernachlassigt werden durten. Schon bei Schicht 9 wurde auf die Ähnlichkeit vieler dieser Kalkbildungen mit den von Rutte (1955) beschriebenen und abgebildeten Problematika hingewiesen.

Andere dieser Körperchen könnten Überreste von zerstörten Polstern der Cyanophycee – heute spricht man von prokaryonten Cyanobakterien – *Rivularia basolettiana* Meneghini sein, auf deren Vorkommen Wallner (1935) aufmerksam machte.

Auf der anderen Seite finden sich unter diesen Problematika echte Wurzelröhren im Sinne von Hiltermann (1951). In diesem Falle handelt es sich um sekundäre Bildungen, die auf jüngere und jüngste Einflüsse der Verwitterung und Bodenbildung zurückgehen.

Characeen

In den Schichten 2 bis 4 finden sich gelegentlich Characeenreste, fast immer nur als spangenförmige Fragmente der spiraligen Hüllzellen von den Oogonien. Es ist möglich, daß es sich um Reste von *Chara meriani* Unger handelt, die von Straub (1952 : 476) als besonders häufig für die *Sylvana*-Schichten angegeben wird. –

Nach der Mitteilung von Dr. K. Mädler entfällt *Sphaerochara* cf. *hirmeri* (Raskỳ), die von Ruffle (1963 : 151) aus den Ablagerungen des Randecker Maares angegeben wird.

Eine von T. Nötzold (1975: 151–152) bearbeitete Probe aus einer nicht näher angegebenen Schicht enthielt 15 Gyrogonite mit erhaltenem Deckel; die festgestellten 9 oder 10 Spiralwindungen, die Länge von 675–800 µ und die Breite von 675–750 µ erlauben nach Nötzold keine Zuordnung zu einer schon bekannten *Sphaerochara*-Art.

Gastropoden

Trotz der Fossilarmut dieses Profiles können einige Angaben zur Verbreitung und zur Bestimmung wichtig sein. Eine weiter gehende Auswertung wird mit größeren Ausgangsmengen möglich sein.

Unter Berücksichtigung einiger nicht mehr in eine bestimmte Lage dieses Profiles sicher einzufügenden Einzelfunde von besserer Erhaltung können folgende Gastropoden namhaft gemacht werden:

Succinea sp.
„Abida“ sp.
Gastrocopta acuminata (Klein)
Vertigo sp.
Triptychia antiqua (Zieten)
Triptychia randeckensis (Kranz)
Palaeoglandina [früher: *Poiretia*] *gracilis porrecta* (Gobanz)
Cepaea sp.
Radix socialis dilatata (Noulet)
Planorbarius cornu (Brongniart)
Gyraulus applanatus kleini (Gottschick & Wenz)
Ferrissia [früher: *Ancylus*] *deperdita* (Desmarest)
Tudorella conica (Klein)
Valvata sp.

Diese Gastropoden sollen nach WENZ (1930) mit Ausnahme von *Succinea* sp., *Vertigo* sp. und *Valvata* sp. und von der Napfschnecke *Ferrissia* in den „gelben Maartuffen" zusammen mit 10 weiteren, aber ausschließlich terrestrischen Arten vorkommen.

Gyraulus applanatus kleini (GOTTSCHICK & WENZ)

1916 *Gyraulus multiformis kleini* n. – GOTTSCHICK & WENZ, Nachr. Bl. dt. malak. Ges. **48:** 101–109, Abb. 3
1923 *Gyraulus (Gyraulus) trochiformis kleini* – WENZ, Foss. Catal. I. pars 22: 1595 (Synonymik)
1976 *Gyraulus applanatus kleini* – SCHLICKUM, Zwiefaltendorf, Arch. Moll. **107:** 5–6

Es liegen etwa 80, meist juvenile, aber auch bis 2 mm große Exemplare vor, vorwiegend mit 3 bis $3^1/_2$ Umgängen, deren Querschnitt, Windungshohe und Mündungskante stark variieren. Dieses Material erlaubt auch bezüglich des Einrollungsgrades keine eindeutige Abtrennung von der Unterart *dealbatus* (A. BRAUN); es überwiegen involutere Exemplare mit rundlichem Querschnitt. Diese Form wird in der älteren schwäbischen Literatur meist als *Planorbis laevis* KLEIN bezeichnet und für Helvet, Torton und Sarmat angegeben. Die Benennung *Gyraulus applanatus kleini* kann aufrecht erhalten werden, obwohl einige juvenile Exemplare mit *dealbatus* zu vergleichen sind, die letzthin auch von SCHLICKUM (1964: 15) aus dem Helvet der Molasse Niederbayerns angegeben wurde. Vom Randecker Maar selbst ist bisher noch kein Angehöriger von *Gyraulus* bekannt.

Triptychia sp. sp.

Das vorliegende Material besteht aus Embryonalwindungen, wozu noch einige Fragmente von Spindeln und Wandstücken adulter Windungen kommen. Nach Mitteilung von Dr. A. ZILCH lassen sich zwei verschiedene Arten auseinanderhalten.

Die haufigere Form hat ein breit angelegtes Embryonalgewinde, das anfangs glatte, dann aber mit Rippen bedeckte Windungen zeigt; es handelt sich um dicht stehende Rippen, die meist unvermittelt auftreten, wogegen die ersten zwei bis hochstens drei Windungen keine Skulptur aufweisen. Bruchstucke späterer Windungen zeigen diese zunehmend breiter und deutlicher werdende axiale Berippung. Nach dem von anderen Fundstellen vorliegenden Vergleichsmaterial handelt es sich um *Triptychia antiqua* (ZILTEN).

In den gleichen Proben finden sich daneben abweichende, schmalere Embryonalwindungen, bei denen die vier ersten Windungen keine Rippenskulptur zeigen. Da die Abbildungen von KRANZ (1908: 590), dem nur 2 abgebrochene ältere Gehäuseteile vorlagen, auf einen spitzen Gehäuseanfang deuten, ist zu vermuten, daß diese schlanken Jugendwindungen zur Art *Triptychia randeckensis* (KRANZ) zu stellen sind.

Andere noch vorliegende Fragmente von Gehäusespindeln zeigen zwei kräftige parallel verlaufende spirale Falten; diese schieben sich zwischen die einzelnen Windungsansatze der Spindel ein. Solche Spiralfalten finden sich auf der ganzen Lange der Spindel. Sie sind also nicht beschrankt auf den juvenilen Teil des Gehäuses, wie in älteren Darstellungen von Triptychien angegeben wird.

Ostracoden

Nach den vorläufigen Bestimmungen wurden folgende Ostracoden gefunden:

Candona praecox STRAUB (= *Candona* ex aff. *rostrata* BRADY & NORMAN)
Candona sp.
Candona steinheimensis SIEBER
Candona suevica STRAUB
Cypricercus sp.
Eucypris? candonaeformis STRAUB
Darwinula cylindrica STRAUB
Metacypris rhomboidea STRAUB

Bei ausreichendem Material eröffnet gerade diese Tiergruppe noch entscheidende Möglichkeiten ökologischer Aussagen, die weit über eine taxonomische Revision hinausgehen.

Zur Ökologie

Eine ökologische Deutung der Fauna wurde kurz unter Schicht 1 versucht. Der dort angenommene kleine und flache Süßwassersee muß in etwa vergleichbarer Form auch für die Schichten 2 bis 4 angenommen werden. Die in allen diesen Schichten untergeordnet vorkommenden Napfschnecken *Ferrissia* könnten, soweit sie wie rezent bewegtes Wasser bevorzugten, aus einmündenden Bächen stammen.

Die mit Schicht 5 beginnende deutliche Verarmung an aquatischen Organismen geht Hand in Hand mit einer starken Einschwemmung von Resten terrestrischer Pflanzen. Diese allochthone Komponente eines See-Sediments hält auch in Schicht 6 an.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß der **schärfste Einschnitt des Profiles zwischen den Schichten 4 und 5** liegt. In Übereinstimmung mit den Befunden von WESTPHAL (1963) setzt mit Beginn der Schicht 5 eine auffällige Beteiligung von Malm-Material ein. Gleichzeitig treten die vorher nachgewiesenen Organismen stark zurück oder fehlen vollständig, wie die Ostracoden.

IV. Schriftenverzeichnis

DEHM, R. (1969): Geschichte der Riesforschung. – Geol. Bavarica **61:** 25–33; München.

ENGELHARDT, W. v. & STÖFFLER, D. (1974): Ries meteorite crater, Germany. – Fortschr. Miner. **52,** Beiheft 1 : 103–122; Stuttgart.

FREY, D. G. (1964): Remains of animals in Quarternary lake and bot sediments and their interpretation. – Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol. H. 2; Stuttgart.

GALL, H., JUNG, W. & DEHM, R. (1974): Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geol. Bavarica **72:** 53–57; München.

HILTERMANN, H. (1951): *Astrorhiza cretacea* FRANKE 1928 als Scheinfossil und ähnliche Wurzelröhren (Rhizosolenien). – Geol. Jb. **66:** 421–424; Hannover.

Hiltermann, H. & Madler, K. (1977): Charophyten als palökologische Indikatoren und ihr Vorkommen in den Sinterkalken von Bad Laer. – Paläont. Z. **51:** 135–144; Stuttgart.

Hiltermann, H. & Schmitz, H.-H. (1968): Problematische Apatit-Körperchen im limnischen Jungtertiär der Schwäbischen Alb. – Geol. Jb. **85:** 299–314; Hannover.

Jooss, C. H. (1924): Die Schneckenfauna der Helicidenmergel und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung. – N. Jb. Miner. etc. Beil. Bd. **49;** Stuttgart.

Kranz, W. (1908): Bemerkungen zu 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg usw. – Centralbl. Min. Geol. Pal. 1908: 556–564, 589–596, 610–618, 651–659; Stuttgart.

Luttig, G. (1955): Die Ostrakoden des Interglazials von Elze. – Paläont. Z. **29:** 146–159; Stuttgart.

Lutz, A.-K. (1965): Jungtertiäre Süßwasser-Ostracoden aus Süddeutschland. – Geol. Jb. **82:** 271–330; Hannover.

Nötzold, T. (1975): Charophytenreste aus dem Neophytikum Mitteleuropas. – Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. 23: 1–265; Dresden.

Ruffle, J. (1963): Die obermiozäne (sarmatische) Flora vom Randecker Maar. – Paläont. Abh. **1** (3): 141–295; Berlin.

Rutte, E. (1955): Problematische Mikrobestandteile aus der Oberen Süßwassermolasse. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 2: 71–77; Stuttgart.

Schlickum, W. R. (1964): Die Molluskenfauna der Süßwassermolasse Niederbayerns. – Arch. Moll. **93:** 1–70; Frankfurt a. M.

Schlickum, W. R. (1976): Die in der pleistozänen Gemeindekiesgrube von Zwiefaltendorf a. d. Donau abgelagerte Molluskenfauna der Silvanaschichten. – Arch. Moll. **107:** 1–31; Frankfurt a. M..

Seemann, R. (1926): Geologische Untersuchungen in einigen Maaren der Albhochfläche. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemb. **82:** 81–110; Stuttgart.

Sieber, H. (1905): Fossile Süßwasser-Ostracoden aus Württemberg. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemb. **61:** 321–346; Stuttgart.

Straub, E. W. (1952): Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. Donau. – Geol. Jb. **66:** 433–524; Hannover.

Wallner, J. (1935): Zur Kenntnis der Kalkbildung der Gattung *Rivularia*. – Beih. Bot. Centralbl. **54 A:** 151–155; Dresden.

Wenz, W. (1923–1930): Gastropoda extramarina tertiaria. – Foss. Catal. I: Animalia; Berlin.

Westphal, F. (1963): Ein fossilführendes Jungtertiär-Profil aus dem Randecker Maar (Schwäbische Alb). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. **45:** 27–43; Stuttgart.

Zilch, A. (1960): Euthyneura. – In W. Wenz, Gastropoda, Handbuch der Palaozoologie **6,** Teil 2; Berlin.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 20 | 187–202 | München, 15. 12. 1980

Die glazialen und postglazialen Sedimente bei Pfraundorf im Altmühltal mit neuen Bohrungen und Zeitmarken auf der südlichen Frankenalb[1])

Von Alfred Forstmeyer*)
Mit 9 Abbildungen

Kurzfassung

In den Jahren 1973 bis 1979 wurden im Altmühlbereich von Pfraundorf bis Dollnstein 25 Bohrungen niedergebracht, die einen bisher nicht erreichten Einblick in die Riß-, Würm- sowie postglaziale Tal-Entwicklung geben. Drei unterscheidbare Schichten konnten über biogenetisches Fossilmaterial und C 14-Messungen datiert und mit anderen Fundstellen der südlichen Frankenalb korreliert werden. Die Talsande sind bereits im Riß nach dem Trockenfallen des Donaubettes in die Windschattengebiete transportiert worden.

Abstract

From 1973 to 1979, 25 bore holes had been sunk between Pfraundorf and Dollnstein in the Altmühltal. They give a not yet achieved insight into the development of the valley during Riß, Würm and Holocene. The distinguishable layers can be dated by biogenetic fossils and C 14 measurements and correlated with other localities of the southern Frankenalb. The wind-blown sands had already been transported to the wind-shadow-zones during the Riss after the drying up of the ancient Danube-bed.

1. Veranlassung

Unter der Projektleitung von Prof. Dr. Gerhard Mühle/Dachau und im Auftrag des Landratsamtes Eichstätt sollte bei Pfraundorf-Kratzmühle ein Erholungsschwerpunkt errichtet werden mit einem größeren See, Seeufergestaltungen für die verschiedensten Erholungsarten, Parkplätze, Bootsstege und Gaststätten. Um das Bade- und Angelwasser hochwertig zu erhalten, sollte der Wasserumschlag durch den Grundwasserstrom er-

[1]) Erweiterte Fassung eines Vortrages an der Universität Köln anläßlich der Tagung „Naturwissenschaftliche Methoden in der Archäologie", Januar 1977.

*) Dipl.-Ing. A. Forstmeyer, Min.-Rat a. D., Attenhofer Weg 6, 8547 Greding.

folgen. Das Erdbaulaboratorium Dr. Streim/Frankfurt/M. erhielt daher den Auftrag, durch eine größere Zahl von Bohrungen (18) bis in den Doggerbereich die Reynoldzahlen zu bestimmen, die einen periodischen Umschlag des Seeinhaltes gewährleisten. Zugleich war das Kiesvorkommen als solches festzustellen und die Beschaffenheit des Kieses nachzuweisen. Anfang 1973 begannen umfangreiche Baggerarbeiten, die das Gutachten bestätigen. Ständige Überwachung der Baggerarbeiten, Probenentnahmen aus den Kieshalden und Bergung speziellen Baggergutes erbrachten weitere Erkenntnisse, die über die Ergebnisse der Bohrungen hinausgingen.

Herrn Landrat Regler, Eichstätt, haben wir für die Erlaubnis, das Gutachten Dr. Streim zu verwerten, und Herrn H. Geiger, Pfraundorf, für jede Unterstützung bei der Bergung von Material während der Erdarbeiten von 1973 bis 1977 sehr herzlich zu danken.

2. Zur örtlichen Situation

Wie eine große Zahl von wieder begrunten Baggerstellen im Bereich Beilngries-Kinding zeigt, wird der Altmuhltalboden durch Kiesentnahme seit längerer Zeit wirtschaftlich genutzt. Es war daher naheliegend, im Bereich Pfraundorf-Kratzmühle bereits vorhandene kleinere Aushubstellen durch eine Großentnahme zu einer 17 ha umfassenden Seeflache zusammenzutassen und Erholungszwecken zuzuführen. Im Lageplan (Abb. 1)

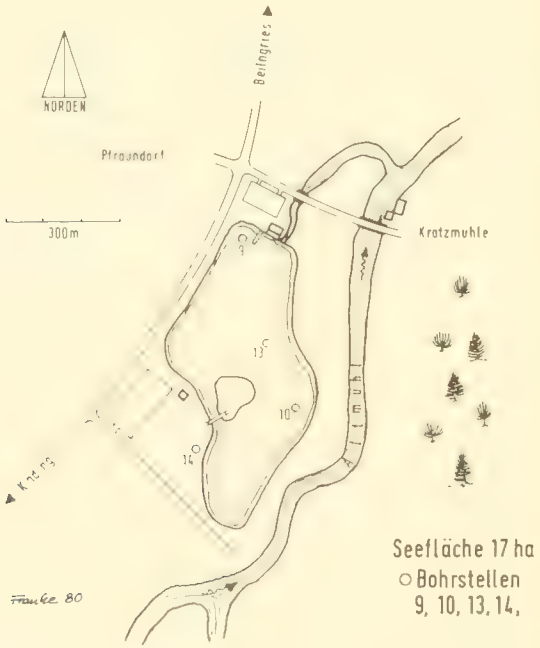


Abb. 1: Erholungsschwerpunkt Pfraundorf-Kratzmühle mit Parkplätzen, Bootsanlegestellen und Badeanlagen. Vier von insgesamt 18 Bohrpunkten sind eingetragen.

sind neben den Ufergestaltungen vier Bohrstellen von insgesamt 18 eingetragen. Sie ergeben ein ausreichendes Bild für die Beurteilung der örtlichen Situation und den Aufbau des Talbodens. Im Talprofil (Abb. 2) ist zugleich die den Osthang hochziehende Sanddüne verzeichnet, meist von weitem durch Kiefernbestand erkennbar. Sie wurde früher wirtschaftlich genutzt, dann aber durch Ausschieben von Terrassenstufen als Campingplatz hergerichtet. Die Sande enthielten eingeflossenen Hangschutt, dem Windschliffmuster entnommen werden konnten (FORSTMEYER & SCHNITZER 1974). Sie erwiesen sich damit als aeolisch transportierte Sande (siehe auch STREIM 1960).

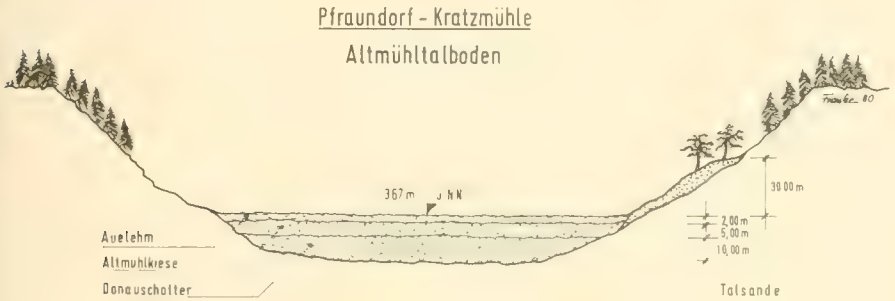


Abb. 2: Schema des Talprofils bei Pfraundorf-Kratzmühle mit der am Osthang hochziehenden Sanddüne.

3. Zur hydrogeologischen Situation

Nach STREIM (1972) besitzt das Tal im näheren Bereich ein Gefälle von etwa 1:500. Das Gesamtgefälle der Altmühl von etwa 0,6:1000 ist allerdings wesentlich kleiner. Der Grundwasserspiegel liegt ca. 0,7 bis 1,4 m unter Niveau und besitzt vom Fuß der Hanglagen nach Talmitte ein Gefälle von ca. 1:300. Er scheint vom Pegel der Altmühl unabhängig zu sein. Das Grundwasser besitzt daher zwei Komponenten, nämlich den Grundwasserstrom durch die Donau- und Altmuhlkiese und die Einspeisung von Karstwasser aus den Weißjuraschichten oberhalb des hier ca. 3 m mächtigen Ornatentones (STREIM 1960). Die zirkulierenden harten Karstwässer in den aeolischen Talsanden sind auch für die Erhaltung von Windpolituren über lange Zeiträume mit verantwortlich. Die vorliegenden Windschliffmuster tragen vielfach Kalksinterkrusten (FORSTMEYER & SCHNITZER 1975).

4. Der Talboden

Der die Altmühlkiese überlagernde Talboden, in der Masse Auelehm von ca. 1,5 bis 2 m Stärke, zeigt eine ausgeprägte Gliederung, die interessante Aussagen für die holozäne Talentwicklung erlaubt. Dabei kam uns zustatten, daß zwei Schichten unmittelbar über den deutlich abgesetzten Altmühlkiesen Datierungen erlaubten. Die ca. 50 cm starke Schicht (Abb. 3) zeigt im Liegenden einen Bruchwaldtorf, wobei viele noch senkrecht

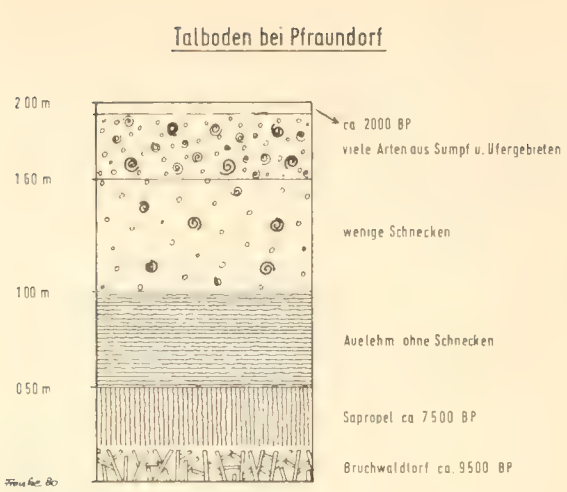


Abb. 3: Profil des Talbodens bei Pfraundorf mit fünf unterscheidbaren Schichten.

stehende Stiele auffallen. Herr Dr. SCHWEINGRUBER/Birmensdorf-Schweiz, Eidgenössische Anstalt für das staatl. Forstwesen, bestimmte die Holzarten mit Erle und Weide. Die C 14-Datierung durch Dr. BERDAU – Heidelberg (II. Physikalisches Institut) brachte C 14 – 8635 ± 75 Jahre B. P. Der darüber liegende tiefschwarze Sapropel ist teilweise in den Bruchwaldtorf eingeschwemmt (Abb. 4). Die Datierung ergab 6615 ± 100 Jahre B. P. Allgemein bringen C 14-Datierungen lediglich ein Mindestalter, d. h. auch nur geringe Kontamination mit jüngerem Material kann zu wesentlich jüngeren C 14-Daten führen. Dies dürfte in unserem Fall vorliegen. Der jüngere Sapropel hat den Bruchwaldtorf kontaminiert, aber auch Wurzelreste im Sapropel lassen auf die Kontamination mit jüngeren Pflanzen schließen. Beide Schichten dürften daher ca. 500 bis 1000 Jahre älter sein. Daß diese untersten Schichten in den Übergang Pleistozän–Holozän zu legen sind, ergibt sich aus C 14-Datierungen vom Euerwanger Bühl. Die Auswertung eines versturzten Palão-Hohlensystems für Straßenbauzwecke brachte in den oberen Fundschichten gut erhaltene Holzkohle. Die C 14-Datierung durch Dr. BERDAU, Heidelberg, brachte frühholozäne Schichten mit 9790 ± 100 Jahre B. P. Die Baumartenbestimmung (Dr. SCHWEINGRUBER, Birmensdorf) ergab Föhre, Weide, Birke, Hasel sowie die ersten anspruchsvollen Laubbäume, also eine fortgeschrittene Pflanzenwelt wie auch in Pfraundorf. Auch die Groß- und Kleinfauna (v. KOENIGSWALD 1975), Schnecken (RAHLF 1975) und Schlangen (MARKERT 1975) sowie die Jurahornstein-Industrie (H. MÜLLERBECK, persönliche Mitteilung) stimmen mit den C 14-Daten überein. Der Sapropel zeigt einen Glühverlust von 20% (Geolog. Institut Erlangen, siehe auch SCHNITZER & SCHWAB 1975). Herr Dr. MADER vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung übernahm freundlicherweise die Pollenanalyse am Sapropel, wofür wir zu danken haben.

Kleine Kugelalgen (nicht näher bestimmbar)

Abb. 4: Bruchwaldtorf (Erle, Weide) und Sapropel auf Altmühlkiesen.

Botryococcus-Algenkolonien
Luftsackpollen cf. *Abies*
Angiospermenpollen cf. *Betula*, cf. *Tilia*
Kutikulae
Holzsplitter in Auflösung begriffen (vermutlich die bereits erwähnten Wurzelreste).

Gleichgelagerte unterste Talbodenschichten fanden sich vor Badanhausen unweit Beilngries, in Kipfenberg und Arnsberg bei der Errichtung von Kläranlagen. Bruchwaldtorf und Sapropel lassen auf eine ausgeglichene Klimaphase über mindestens 2000 Jahre schließen. Erle-Weide-Bewuchs unmittelbar auf den würmzeitlichen Altmühlkiesen setzt in dieser Phase geringfügige Talüberflutung voraus. Sapropele entstehen in sauerstoffarmen stehenden Gewässern. Es muß zu einigen größeren Überflutungen über die ganze Talbreite gekommen sein, die den Baumbestand vernichtete. Andererseits entstehen Sapropele nur in längeren Zeiträumen vornehmlich durch Einflug von Pollen, so daß die Überflutung keinen periodischen Charakter gehabt haben dürfte, jedoch kann auch ein hoher Grundwasserspiegel zur Situation beigetragen haben.

Dieses Bild ändert sich im weiteren Aufbau der Auensedimente. Von 50 cm bis 1 m (Abb. 3) folgt ein Auenlehm ohne jeden organischen Einschluß einschließlich Malakofaunen. Waren bis dahin Überflutungen ein seltenes Ereignis, so ändert sich die Situation völlig. Talweite Überflutungen, verbunden mit der Ablagerung von Flußtrüben in großen Massen werden zur Regel und verhindern den stärkeren Bewuchs des Talbodens. Wie bereits erwähnt, enthält das Sapropel Wurzelreste, was auf einen mindestens gerin-

gen Bewuchs der Auenlehmschichten schließen läßt. Für das Fehlen von Holzresten dürften die schlechteren Konservierungsbedingungen verantwortlich sein, die im und unter dem Sapropel in idealer Weise gegeben waren. Das Fehlen der Malakofaunen läßt sich aus der Häufigkeit der Überflutungen erklären. Sie müßten den Zyklus von der Ablage der Eier bis zur Erreichung der Geschlechtsreife (zwischen 3 und 5 Sommermonaten) unterbrochen haben. (Für freundliche Hinweise habe ich Herrn Prof. Dr. Dehm, München, sehr herzlich zu danken).

Becker (1975) verfügt über eine Sequenz von subfossilen Eichen aus den Donauufern über ca. 9000 Jahre Holozänentwicklung, zu denen wir eine in die Abfolge passende Eiche liefern konnten. Bei der Ablagerung der Eichen lassen sich drei Phasen der Akkumulation-Erosion und Akkumulation im Holozän unterscheiden, was auf starke klimatische Änderungen schließen läßt. Auf „geradezu extreme Züge" der holozänen Binnenlandentwicklung verweist Brunnacker (1975), wobei auf die Bedeutung der Engtalzonen verwiesen wird, die in unserem Fall in Eichstätt vorliegt. Dieses Bild ändert sich in der folgenden ca. 1 m starken Schicht (Abb. 3). Herrn Dr. W. Rahle, Institut für Biologie III der Universität Tübingen, konnten wir Bodenproben von 10 zu 10 cm mit Schneckengehäusen zur Verfügung stellen. Die freundlicherweise durchgeführte Auswertung ist für die Entwicklung des Talbodens interessant. 1 m bis 1,60 m: *Succinea oblonga*, *Doreceas* sp., *Vallonia pulchella*, *Bithynia tentaculata*, d. h. wenige vornehmlich euryoke Arten. Lediglich *Bithynia* als Wasserschnecke verrät zeitweise stehendes Gewässer oder die Uferpartien der Altmühl.

Ab 1,60 m bis 2 m erhöht sich die Artenzahl beträchtlich und streut zwischen 7 und 10 Arten pro Dezimeter. Es handelt sich dabei um einen freien Schneckenbiotop von den euryöken Arten, Bewohnern von offenem Gelände, ausgesprochen feucht aber auch trocken, Bewohnern von Sumpf- und Uferbiotopen und ausgesprochenen Wasserschnecken, insgesamt 18 Arten.

Wir möchten auf eine sehr wechselhafte Talgeschichte schließen, jedoch immer verbunden mit einem starken Materialtransport in regelmäßigen weitflachigen Überschwemmungen. Dafür mögen winterliche Treibeisbarrieren in der Talenge Eichstätt besonders verantwortlich sein, jedoch auch der Zufluß von Schwarzach, Heimbach und Anlauter.

Diese Entwicklung fand vor ca. 2700 Jahren ihr Ende. Die landwirtschaftliche Nutzung und Besiedelung des Talbodens ist belegt durch römische Villen und Kastellanlagen (Oberlehrer Gack/Bohming) ebenso wie durch Kulturreste aus der Hallstatt- und Latènezeit. Die Anlage des Erholungszentrums über die volle Breite des Talbodens beweist, daß wir uns vor überraschenden „Katastrophenwässern" (v. Freyberg 1964) sicher fühlen können. Dies muß nicht unbedingt so sein.

Archivar Brun Appel Eichstätt zog freundlicherweise die Hochwasser in der Talenge in den letzten 200 Jahren aus. Es kommt periodisch zu Überschwemmungen der tiefer gelegenen Stadtteile von Eichstätt, letztmals 1970 und in der Mitte der fünfziger Jahre. Sie liegen in der Regel in den Wintermonaten und sind mit starken Eisgängen verbunden. So berichtet F. X. Lang: „Außer 1748 (Feb. 28) hat es noch 1789 (Jänner 29) eine mit von so großen Eisgängen begleitete Überschwemmung gegeben, daß das Wasser in den der Altmühl nahe gelegenen Gassen 5 bis 6 Schuh (ca. 1,8 m) hoch über die Erde stand und ungeheuren Schaden anrichtete."

Auch die von der obersten Baubehörde im Bayerischen Staatsministerium des Innern (Ministerialrat HEYENBROCK) freundlicherweise überlassenen Überschwemmungsgrenzen zeigen im Engtal Neuburg a. d. Donau in den Jahren 1826 bis 1926 115 Überschreitungen des Grenzpegelstandes von 260 cm, wobei 1833 523 cm erreicht werden. Ähnlich hohe Ausuferungen finden wir bei Kelheim (545 cm) und Regensburg (530 cm) als vornehmlich winterliche Ereignisse. Bei Neuburg führte dies zu Überläufen in das Wellheimer Tal, das das alte Gefälle zeigt. Jedoch verhindern heute alte Volldämme den Überlauf bei Steppberg auch bei Überschreitung der Grenzpegelstände von 3 m. In der spätglazialen und postglazialen Entwicklung dürften sich Donauüberläufe, die dem alten Talbett gefolgt sind, sehr wohl ereignet haben.

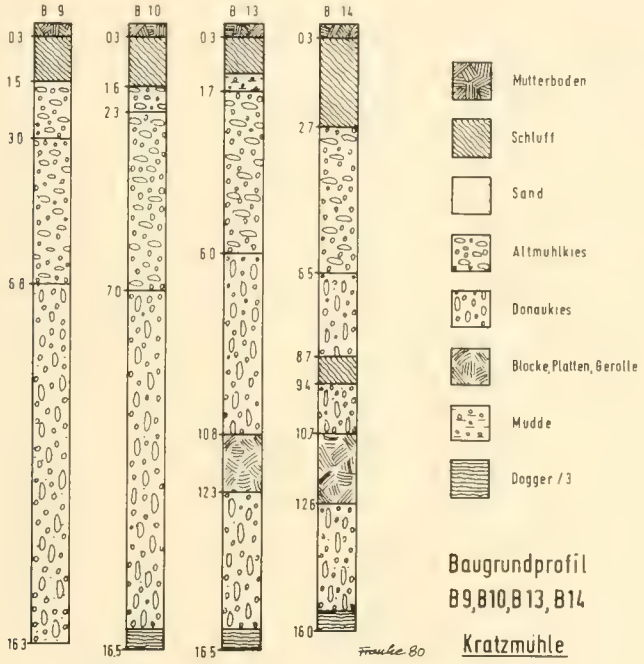


Abb. 5: Vier von 18 Baugrundprofilen von Kratzmühle. Vgl. Abb. 1.

5. Die Altmühlkiese

Die Bohrprofile (Abb. 5) zeigen einen einheitlichen Charakter, wenn man von den wenigen mächtigen Talrändern absieht. Unter dem holozänen Auensediment – Schluffe von 1 m bis max. 2,7 m Mächtigkeit – zeigt sich ein Schichtpaket von durchschnittlich 5 m Stärke aus sogenannten Altmühlkiesen. Es handelt sich dabei in der Hauptsache um feinplattigen transportgerundeten Kalkschutt, wie er nur in der näheren Umgebung (Gungolding bis Eichstätt) zu finden ist. Während das obere Grenzgebiet (z. B. Bohrung B 10) Schluffanteile aufgenommen hat, enthalten die Altmühlkiese aufgearbeitete Grob-

sande und Feinkiese der Donau mit Radiolaritanteilen. Feinsande fehlen entweder ganz oder sie sind nur in sehr kleinen Prozentsätzen vorhanden, wie die Körnungskurven (Abb. 6 + 7) zeigen. Im Gespräch vermutete Herr Dr. Streim, daß das ungewöhnliche Fehlen von Feinsanden und Schluffen auf einen Fehler der Bohrfirma zurückzuführen sein müßte. Jedoch ergab die ständige Überprüfung der Baggerhalden, daß Feinsande und Schluffe nicht vertreten waren, worauf wir noch zurückkommen. Die Durchmischung der Altmühlkiese muß auf relativ kurzem Transportweg aus dem Raume Eichstätt-Dollnstein erfolgt sein. Das Normalwasser der Altmühl vermochte dies nicht.

Eine große Zahl von Driftblöcken aus dem benachbarten Weißjurabereich, unter eiszeitlichen Verhältnissen bis in Talmitte transportiert, aber auch hart versinterter feiner Kalkschutt (Bergkies) erschwerten die Bohrungen bzw. zwangen zum Abbruch. Es war dabei besonders interessant, daß die Fa. Geiger/Pfraundorf aus den tiefsten Schichten, d. h. aus dem Übergangsbereich zu den Donaukiesen in etwa 7 m Tiefe eine größere Zahl – ca. 20 – viele hundert kg schwere Blöcke mit ausgeprägten Windschliffmustern bergen konnte. Sie bestehen aus Treuchtlinger Marmor (Weißjura ß), aber auch aus Kreidequarziten von beträchtlichem Ausmaß. Wir möchten daraus schließen, daß die Windschliffe in den Talsanden (Forstmeyer & Schnitzer 1974, 1976) und auf dem alten Donauhorizont ein gleichzeitiges und eiszeitliches Ereignis sind.

Theoretisch könnte dieses Schichtpaket von 5 m im Riß II, im Riß-Würm-Interglazial (Eem-Warmzeit) aber auch im Würm entstanden sein. Auch diese Frage ließ sich durch die ständige Überwachung beantworten. Aus einer Tiefe von ca. 6 m, d. h. etwa 1 m über den Donaukiesen, kamen ca. 120 Großfaunareste einer eiszeitlichen Tierwelt zutage mit Mammut (10 Molare), Ren, Bison, Pferd, Hirsch und Höhlenbär. Daß es sich

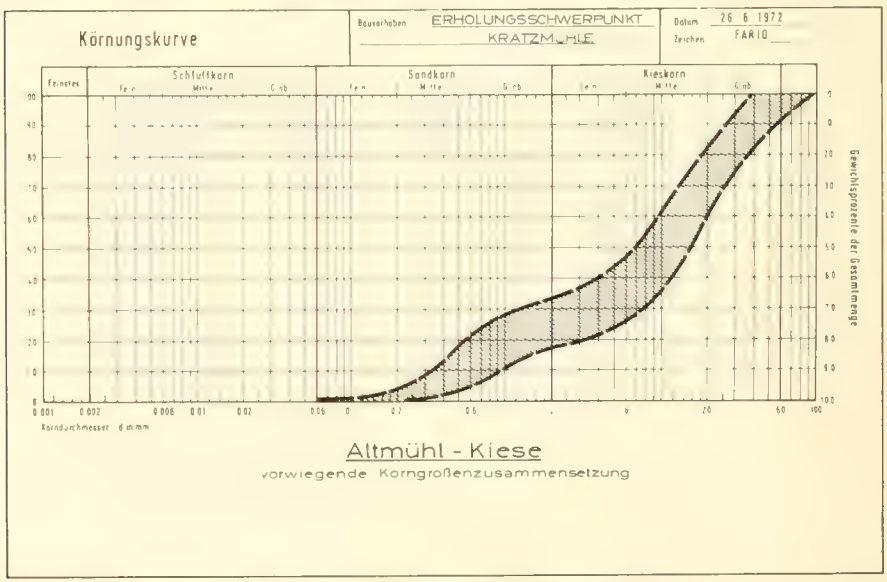


Abb. 6: Kornungskurven der Altmuhlkiese aus 18 Bohrungen bei Pfraundorf-Kratzmühle (aus Gutachten Dr. Streim, Frankfurt/M. 1972).

um die Jagdbeute des Menschen handelt, ergibt sich aus einer Feuerstellen-Einfassung aus 4 zerbrochenen Mammutstoßzähnen mit zahlreichen Brandspuren und einer starken Schicht Holzschwelteer. Der gute Erhaltungszustand der durch Brandeinwirkung rissig gewordenen Mammutstoßzähne sowie die Verteilung auf einer Fläche von ca. 10×10 m (1977) ist nur verständlich, wenn die sogenannten Altmühlkiese als Schwemmfacher den Jagdplatz des Menschen überschoben haben. Gut erhaltene Faunareste sind auch an anderen Stellen bei Kiesentnahmen zutage gekommen. Alle Knochen tragen unverbissene Gelenke. Es liegen 5 bearbeitete Knochen bzw. Hirschgeweihe vor. Die Fundstelle liegt zwischen den Bohrungen B 7 und B 13. Damit erweist sich dieses Schichtpaket als würmzeitlich. Dabei legt die Tiefe ca. 1 m über den risszeitlichen Schottern, das Würm I nahe, also etwa 50000 bis 60000 Jahre vor heute. Das Interstadial, ca. 20000 bis 40000 vor heute, galt auf Grund der geringen Sinterbildung in Höhlen als warm-trocken und wäre damit für eine kaltzeitliche Fauna auszuschließen. Neuere Untersuchungen durch v. Koenigswald (1978) im Altmühltal oberhalb Kemathen und aus dem Euerwanger Bühl vermitteln jedoch ein anderes Bild. Fünf C 14-Datierungen aus Großfaunaresten liegen zwischen 24403 ± 326 B.P. und 43910 ± 3880 B.P., darunter die fossilreichen Schichten b_1 = 30910 ± 660 und b_2 = 33383 ± 933 B.P. Sie vermitteln eine kaltzeitliche Groß- und Kleinfauna, wobei die Kleinfauna einen Anteil intermediärer Arten enthält. Selbst wenn Kontamination, d. h. der Einfluß jüngerer Kohlensäure, wirksam geworden ist, verbleiben wir innerhalb des Interstadials. Eine C 14-Datierung vom Euerwanger Bühl mit der Datierung an kaltzeitlich geprägter Kleinfauna ergab 26500 ± 800 B.P. Wie v. Koenigswald (1975) zeigen konnte, ist in 10 Höhlensedimenten der Schwäbisch-Fränkischen Alb das gleiche Bild mindestens bezüglich der Großfauna zu verzeichnen, indem z. B. *Rangifer tarandus* immer vertreten ist. Wir möchten daraus schließen, daß das Interstadial kühltrocken ist. Damit kann der Jagdplatz aus den tiefen Schichten auch in das frühe Interstadial eingeordnet werden, jedoch macht die große Tiefe das Würm I wahrscheinlicher.

6. Die Donaukiese

Soweit die Bohrungen nicht die Talränder berühren, besitzen die Donaukiese eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Bis zur Berührung des Dogger wird damit eine Gesamtstärke der Talfüllung von ca. 16–17 m erreicht (Abb. 5). Es ist in diesem Zusammenhang interessant, daß v. Freyberg (1964) drei ältere Bohrungen im Talboden von Eichstätt erwähnt, die Aufschüttungen über dem Anstehenden von ebenfalls 17 m bringen. Erstaunlicherweise fehlt auch in den in einer Tiefe von 6,5÷7,5 m beginnenden Donaukiesen, wie die Körnungskurven (Abb. 6+7) zeigen, die Feinsande und Schluffe. Sie sind auf dem Transportweg aus dem Eichstätter Raum von ca. 35 km während des Riß ausgeblasen und in den Windschattengebieten abgelagert worden, was zugleich die Umwälzung des Geschiebes voraussetzt. Es ist verständlich, daß auch im Bereich der Donaukiese „Kalksteinblöcke, -platten und Gerölle" eingelagert sind und die Bohrungen erschwerten.

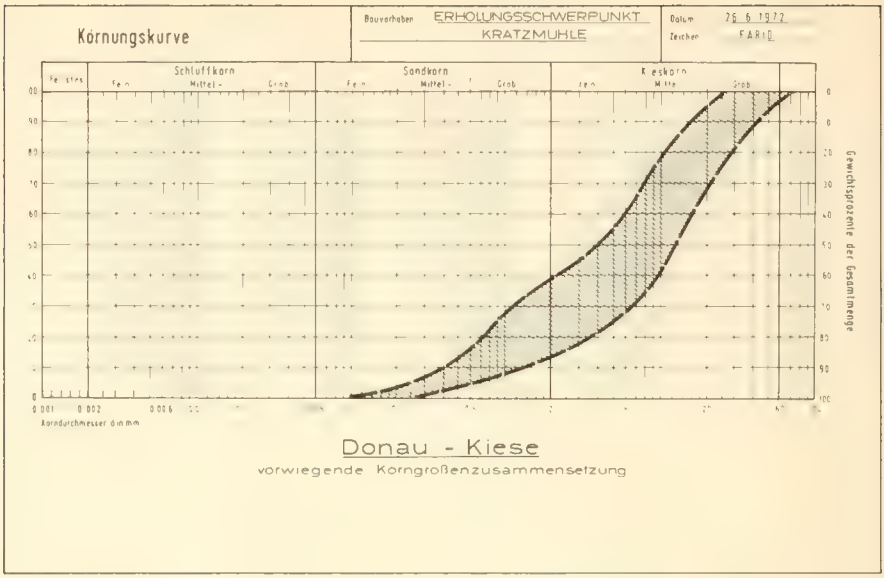


Abb. 7: Körnungskurven der Donaukiese aus 18 Bohrungen bei Pfraundorf-Kratzmühle (aus Gutachten Dr. Streim, Frankfurt/M. 1972).

7. Der Eemboden

Bei allen Baugrundprofilen fällt nun der unvermittelte Übergang der würmzeitlichen Altmühlkiese zu den Donauskiesen auf. Im Holozän kommt es in nur ca. 6500 Jahren zu 2 m Sedimentablagerung. Die Eem-Warmzeit (Riß-Würm-Interglazial) mit ca. 30000 bis 40000 Jahren Dauer müßte ebenfalls einen starken Talboden gebildet haben, sofern die Gesamtsituation mit dem Holozän vergleichbar ist. Aus vielfachen Gründen wird allerdings (SCHWARZBACH 1974) die mittlere Jahrestemperatur im Eem um 2–3° höher als im Holozän angenommen. Sowohl die Bohrungen als auch die Baggerarbeiten brachten jedoch auch in dieser Hinsicht eine Antwort. So werden zwischengeschaltete Schluffschichten von 30–70 cm sowohl im Bereich der Altmühlkiese als in den oberen Schichten der Donaukiese vermerkt. Umfangreiche Aufwendungen mußte jedoch die Fa. Geiger durchführen. Für den vorgesehenen Verwendungszweck der Kiesentnahme waren größere Mengen lehmig-tonigen Materials nicht erlaubt. Es stand daher während drei Jahren ein Mann ständig auf der Halde und beobachtete das Schüttgut beim Auswurf. Er achtete auf Schluffkorper von 3–10 Liter Größe, die ausgesondert wurden. Bei dieser Gelegenheit fanden sich die Faunareste, da das Schüttgut breit auseinander gezogen werden mußte. Die schluffige Substanz zeigte unterschiedliche Färbung von braunschwarz, braun, braungelb bis grau. Sie roch z. T. faulig, was im holozänen Talboden nicht festzustellen war.

Wir mochten daraus schließen, daß der Eemboden vorhanden war. Die 2–3° höhere mittlere Jahrestemperatur führte zu einem ausgeglichenen Klima, das wesentlich seltener

zu Treibeisbarrieren in der Engtalzone Eichstätt führte, so daß die Ablagerungen aus Flußtrübe durch die träge fließende Altmühl erfolgten. Diese schwache Talbodenbildung im Eem ist im Würm zerstört und in die Kiese eingemischt worden.

8. Zur Windrichtung

Im Zusammenhang mit der Ausblasung der Flußsande interessiert auch die Vorzugswindrichtung während der vornehmlich eiszeitlichen Talentwicklung. Dabei können wir von folgenden Beobachtungen ausgehen:

a) Die Talsande werden vornehmlich in die Windschattengebiete transportiert. Sie zeigen in den von S nach N verlaufenden Teilen des Altmühltales z. B. auf der Strecke Kipfenberg–Kinding nach NE, selbst Hochsande bei Schloß Arnsberg sind wie im Tal bis 30 mm hoch gegen NNE transportiert.

b) Alle in situ entnommenen Windschliffmuster sind aus SSW von Sanden beaufschlagt. Kubikmeter große Blöcke sind mit einer Prallwand versehen, aus der verrundete Kuppen die Teilung der Luftströmung verraten (Muster im Museum Greding).

c) Zum eiszeitlichen Geschehen gehört gleichzeitig der Transport von Lössen und ihre Ablagerung. Nach G. Wagner (1960) werden sie von SSW nach NNE in die Windschattengebiete hinter Kuppen und Erhebungen transportiert und abgelagert. Bei umfangreichen Geländbegehungen und Entnahme von einigen hundert Proben hat sich die Wagnersche Aussage voll bestätigt. Es darf uns nicht stören, daß diese Flächen hinter dem Euerwanger Bühl, Sulzbuck, hoher Fels und Gredinger Berg bei der geologischen Kartierung als tertiär bezeichnet werden. Bei einem mittleren Niederschlag von 1000 mm im Jahr sind seit dem späten Tertiär von ca. 10 Mio Jahren auf den m^2 zehn Mio Tonnen Wasser niedergegangen bzw. ist eine Wassersäule von 10000 km Höhe zur Auswirkung gekommen. Wir finden daher tertiäre Roterden nur noch in tiefe Spalten eingeschwemmt oder in abflußlosen Senken.

d) Das gleichzeitige Ereignis von Sand- und Lösstransport ist vielfach an frisch entnommenen Windschliffmustern zu erkennen. Bei der Entnahme sind Grübchen und Rillen mit hoch kalkhaltigen Schluffen gefüllt. Sie haben wesentlich zur Erhaltung von Schliff und Politur beigetragen.

e) Die Vorzugswindrichtung aus SSW, d. h. Fallwinde von der Gletscherfront prägen die Sandauswehungen auch zu früheren Eiszeiten. Auf dem Westufer der Altmühl bei Arnsberg wird eine altpleistozäne Schotterterrasse wirtschaftlich genutzt. Auch hier sind Sande und Schluffe aus SSW auf die alte Uferpartie gelagert und enthalten vielfach Windschliffe, auch an Kalken im besten Erhaltungszustand. Das Tal besitzt an dieser Stelle eine Breite von ca. 700 m (SSW nach NNE), so daß die Fallwinde von der Gletscherfront voll zur Wirkung kamen. In situ entnommene Stücke sind aus dieser Richtung anpoliert.

9. Zur Stratigraphie der Flugsande

In den letzten Jahren wurde im Anschluß an die bereits behandelte Sandgrube Ilbling I (1974) ein weiterer Aufschluß Ilbling II durch die Fa. Geiger/Pfraundorf wirtschaftlich genutzt. Um die Qualität der Sande, aber auch die Tiefe der möglichen Ausbeutung festzustellen, brachte die Autobahndirektion Nürnberg 5 Bohrungen (Abb. 8) nieder. Sie erreichten eine Tiefe von 13 m unter die Oberfläche der alten Ackerfläche (Schichtlinie 380 m). 2 Bohrungen in der Nähe der Straße Kinding-Kipfenberg (Schichtlinie 378 m) führen in eine Tiefe von 365 m über NN, während der heutige Talboden bei 372 m liegt.

Abb. 8: Lage von 5 Bohrungen und Sandentnahme I und II bei Ilbling im Altmühltal.

Da der Talboden ca. 2 m und der Altmühl-Schwemmfächer ca. 5 m ausmachen, wurde das Niveau der alten Donaukiese erreicht. Die Bohrung, für deren Bearbeitung wir Herrn Dipl.-Geologen GAUCKLER zu danken haben, ergab überraschende Befunde. Die Bohrkerne brachten in der vollen Tiefe (365 m) Feinsande, Schluffe und Schlufflinsen, jedoch keine Donaukiese am östlichen Talrand. Sofern es zu späteren Akkumulationen gekommen wäre mit teilweisen Ablagerungen von fluviatilen Sanden, mußten Grobsande und Feinkiese auftreten. Die von der Fa. Geiger/Pfraundorf freundlicherweise überlassene Kornverteilungslinie (Abb. 9) verbleibt im Bereich der Schluffe und Feinsande und zeigt den Verbleib der in den Streimschen Kurven fehlenden Substanz.

Sowohl in Ilbling I (1970, Fa. Arge, Herr Stummvoll) als auch in Ilbling II wurde der Grundwasserspiegel bei der Sandentnahme großflächig unterschritten. Feinkiese und Grobsande der Donau konnten in beiden Aufschlüssen nicht festgestellt werden. Nach dem Trockenfallen des Donaubettes wurde bei relativ geringen Windstärken zunächst die Feinsubstanz ausgeblasen. Der auch in dieser Tiefe anzutreffende Kalkschutt vom hohen Hang, vornehmlich am Ausgang von Runsen, zeigt Windschliffmuster. Es ist in diesem

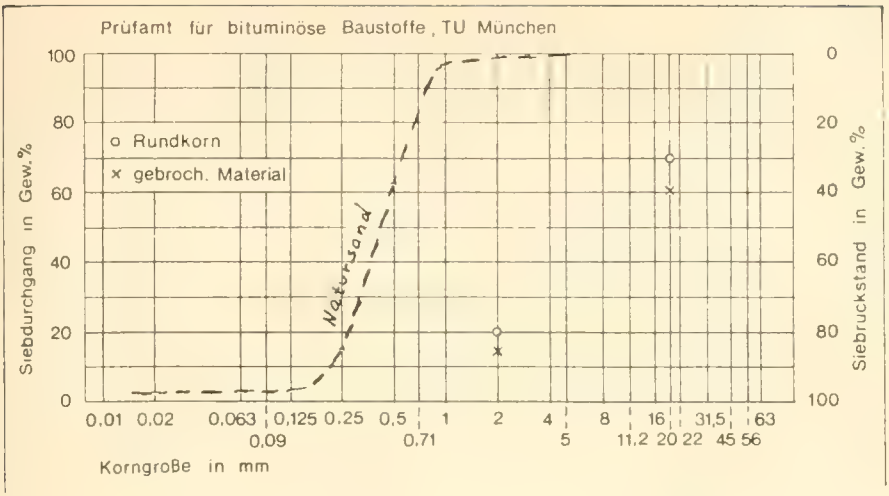


Abb. 9: Körnungskurve der aeolischen Talsande bei Ilbling II.

Zusammenhang bemerkenswert, daß sich in beiden Aufschlüssen I und II auf der Höhe der Düne ein Zentimeter starkes Band von Grobsanden befindet, als letztes aus dem Donaubett ausgeblasenes Material.

Wie in den früheren großen Aufschlüssen wurde auch hier vergeblich auf humose Bänder, fossiles Tier- und Pflanzenmaterial oder Diskordanzen geachtet, die bei geringem Sandtransport im Würm als eemzeitliche Einlagerungen zu finden sein mußten.

10. Der Talboden im Wellheimer Tal

Bei unseren früheren Windschliffuntersuchungen (Forstmeyer & Schnitzer 1974, 1975) konnten wir südlich Dollnstein am Westhang des Torleitenberges ca. 30 m hochgewehte Talsande mit Windschliffmustern bis zu Kubikmeter-Größe feststellen. Wir haben Herrn Prof. Mühle/Dachau für den Hinweis auf neuere Bohrungen im benachbarten Talboden zu danken. Es war versucht worden, Grundwasserbrunnen bei einer größeren Erholungsanlage niederzubringen, die unter dem Talboden (ca. 2–3 m) fündig werden sollten. Sie wurden in ca. 9 m Tiefe ergebnislos abgebrochen. Die Talbodenbildung mit Lehmen, Torfen und Sapropel erwies sich als außergewöhnlich mächtig. Dies entspricht früheren Untersuchungen in der Nähe der Weinberghöhlen bei Mauern durch Bohmers (1938) und Müller-Beck (1975). Nach zweimaligen Untersuchungen sind die Talbodenschichten nicht allein im Holozän, sondern auch während der gesamten Würmvereisung entstanden.

Damit muß die Talsandauswehung bei Dollnstein zu einem früheren Zeitpunkt erfolgt sein. Der Wind kommt aus SSW wie anderwärts, d. h. es handelt sich ebenfalls um ein eiszeitliches Ereignis, was auch hier die Rißvereisung nahelegt. Die Ursache der außergewöhnlich starken Talbodenbildung dürfte in periodischen Überflutungen durch Treibeisbarrieren in der Engtalzone Neuburg/Donau zu suchen sein.

11. Zur Zeitstellung der Talsande

Das im Riß I trockengefallene Flußbett der Donau-Altmühl muß primär starke Sandmassen längs der Uferpartien aufgewiesen haben (Tillmanns 1977). Sie ergeben sich auch aus den äolisch transportierten Sanden in die Windschattengebiete in Verbindung mit einer Massenschätzung von ca. 100 Mio Tonnen (Forstmeyer & Schnitzer 1974). Die windgeschliffenen Driftblöcke bei Pfraundorf sind zwar ein sicheres Zeichen für ein längere Zeit trockengefallenes Flußbett, jedoch können auch die von W. Streim nachgewiesenen Grobsande den Effekt verursacht haben, ohne daß eine Beziehung zum Ausblasen der Feinsande hergestellt werden kann. Es ist daher zweckmäßig, weitere Zeitmarken festzuhalten.

a) Nach Whitney & Dietrich (1973) entstehen Schliff und Politur nur auf vegetationslosen Flächen bei Windgeschwindigkeiten von ca. 4,5 m–9 m/sec., was auch unseren Erfahrungen entspricht. Dabei reicht die kinetische Energie selbst kleinster Partikel (Schluffe) aus, um die chemischen Bindungen auch an hartem Gestein wie Dolomit, Quarze, Quarzite usw. zu lösen. Wenn die Sande und Schluffe der Uferpartien längere Zeit verblieben wären, hätte auch ein eiszeitlicher Tundrabewuchs den Windtransport verhindert. Dies macht die baldige Umlagerung der Sande erforderlich. Ein aufgelagerter Eemboden erlaubt keinen Transport von Talsanden.

b) W. A. Schnitzer konnte einen Pferdekiefer aus den tieferen Schichten der Talsande bei Arnsberg sicherstellen, die wie auch anderwärts windgeschliffenes Material enthielten. Heller (1973) verglich diesen Kiefer mit einem Pferdekiefer aus dem Paläohöhlensystem Euerwanger Bühl. Er entstammt tiefen risszeitlichen Schichten. Heller fand, daß es sich um das gleiche Pferd handelt. Dr. Schroeder, Yale University, führte freundlicherweise an Laufknochen von Pferd aus ca. 30 m Tiefe des Euerwanger Bühl Eiweißrazimation durch. Bei einer Höhe von NN von 570 m und einer mittleren Jahrestemperatur (Riß II, Eem, Würm und Holozän) von 2,5° C (Schwarzbach 1974) ergab sich ein Alter von ca. 150000 Jahren, d. h. aber frühes Riß, in dem auch die Donau nach S gelenkt wird.

c) In den tiefen Schichten der Sandgrube Ilbling (Ost) fanden sich, ebenfalls zusammen mit Windschliffmustern, Reste eines Kleinrens, das bisher in Deutschland noch nicht nachgewiesen werden konnte. Das gleiche Ren fand sich in größerer Zahl auf dem Euerwanger Bühl. C 14-Datierungen von Dr. Berdau, Heidelberg, brachten ≥ 40000, d. h. aber das Ende der C 14-Methode. An einer Stelle (T 8) waren die Renknochen überlagert von Rotlehm, dem eine 10 cm starke Sinterplatte aufgelagert war. Prof. Geyh, Hannover, bestimmte das Ende der Sinterbildung mit C 14 = 32580 ± 700 Jahre B. P. Da jedoch 10 cm Sinter nur in längeren (50 bis 100000 Jahre) Zeiträumen, vornehmlich aber in Warmzeiten entstehen und auch der Rotlehm nur in einer niederschlagsreichen Zeit eingeschwemmt sein kann, haben sich die Renreste sowie eine umfangreiche Kollektion von Pferd, Bovide und Mammut im Eem bereits in den tiefen Schichten des Euerwanger Bühl befunden und stammen damit aus der Rißvereisung.

d) Insgesamt 30 m hohe Sanddünen wie in Ilbling, Grögling und am Wolfsberg verbleiben in 10 und 20 m hohen Aufschlüssen ohne Diskordanz, Kreuzschichtungen und Dunkelfärbungen, die einem Eemboden entsprechen würden. Wir können daraus nur auf ein einmaliges Ereignis unter ganz speziellen Bedingungen schließen. Zu den wirk-

sam gewordenen Faktoren gehört ein benachbarter überdeckungsfreier Sandvorrat und eine einheitliche Windrichtung. In Ilbling sind zwei starke (1,5 m) Fließerden (Forstmeyer & Schnitzer 1974) eingeflossen. Fließerden aus Kalkschutt aber auch in anderer Form entsprechen im allgemeinen einer Hauptphase der Vereisung. Allgemein können wir auf schnelles Ausblasen der Sande nach dem Trockenfallen des Flußbettes, d. h. auf frühes Riß schließen.

Absolutdatierungen auf der südlichen Frankenalb

Pfraundorf-Kratzmühle/Altmühltal unter Auelehm

Bruchwaldtorf	H 3814–3037	C 14 = 8635 ± 75 B.P.
Sapropel	H 3815–3028	C 14 = 6615 ± 100 B.P.

Paläohöhlensystem Euerwanger Bühl bei Greding

Holzkohle	H 4047–3192	C 14 = 8760 ± 100 B.P.
Holzkohle	H 3604–2751	C 14 = 9190 ± 90 B.P.
Holzkohle	H 3605–2760	C 14 = 9390 ± 190 B.P.
Holzkohle	H 3603–2759	C 14 = 9790 ± 100 B.P.
Knochen	H 3601–2785	C 14 ≧ 40000 B.P.
Sinter 10 cm		
Ende der Bildung	H 4695	C 14 = 32580 ± 700 B.P.
Kleinfauna		
kaltzeitlich geprägt	H 4278–3225	C 14 = 26500 ± 800 B.P.

Höhlchen Kemathen, Altmühltal

Knochen Kaltzeit-	H 4153–3369	C 14 = 24403 ± 326 B.P.
licher Großfauna	H 4154–3371	C 14 = 30084 ± 600 B.P.
	H 4150–3363	C 14 = 30910 ± 660 B.P.
	H 4151–3365	C 14 = 33383 ± 933 B.P.
	H 4229–3368	C 14 = 43920 ± 3830 B.P.

Eiweißrazimation Dr. Schroeder, Yale University, New Haven, USA:
Pferdeknochen Euerwanger Bühl, 30 m tiefe Schichten
150000 Jahre ± 20 % bei 2,5° C mittlerer Temperatur

Herrn Dr. Günther Viohl, Oberkonservator am Juramuseum Eichstätt, habe ich für die Durchsicht des Manuskripts und nützliche Hinweise sehr herzlich zu danken.

Schriftenverzeichnis

BECKER, B. (1975): Dendrochronological Observations on the Postglazial River Aggraduation in the Southern Part of Central Europe. – Bull. Geol., ; Warszawa.

BOHMERS, A. (1938): Die Höhlen von Mauern. – Quartär, ;

BRUNNACKER, K. (1975): Aktivierungen des fluviatilen Geschehens im Holozän nördlich der Alpen. – Bull. Geol., ; Warzsawa.

FORSTMEYER, A. & SCHNITZER, W. A. (1974): Windschliffe an Malmkalken, Donauschottern und Windkanterhorizonte in Flugsanden des Altmühltales. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. (11); Stuttgart.

FORSTMEYER, A. & SCHNITZER, W. A. (1976): Dolomit-Ventifacts in Flugsanden des Altmühltales. – Natur u. Mensch, Jahresmitt. (1975) NHG Nürnberg.

FREYBERG, B. v. (1964): Geologie des Weißen Jura zwischen Eichstätt und Neuburg/Donau. – Erlanger geol. Abh., **54**; Erlangen.

HELLER, F. (1973): Zwei Pferdeunterkiefer aus dem Pleistozän der südlichen Frankenalb. – Quartär, **23/24**; Bonn.

KOENIGSWALD, W. v. (1978): Die Säugetierfauna des Mittel-Würms aus der Kematenhöhle im Altmühltal (Bayern). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**; München.

KOENIGSWALD, W. v & MÜLLER-BECK, H.-J. (1975): Das Pleistozän der Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). – Quartär, **26**; Bonn.

KOENIGSWALD, W. v. & RÄHLE, W. (1975): Jungpleistozäne und altholozäne Fauna (Gastropoda u. Mammalia) vom Euerwanger Bühl b. Greding. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**; Öhringen.

MARKERT, D. (1975): Schlüssel zur Bestimmung der Wirbel süddeutscher Ophidier und dessen Anwendung auf pleistozän/holozänes Reptilmaterial aus dem Euerwanger Bühl (Franken). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **149**; Stuttgart.

SCHNITZER, W. A. (1965): Geologie des Weißen Jura auf den Blättern Kipfenberg-Gaimersheim. – Erlanger geol. Abh., **57**; Erlangen.

SCHNITZER, W. A. (1975): Neue Möglichkeiten erdgeschichtlicher Forschung mit Hilfe des Palaeogeruchs. – Erlanger geol. Abh., **101**; Erlangen.

SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. – Stuttgart (F. Enke).

STREIM, W. (1960): Geologie der Umgegend von Beilngries (Südliche Frankenalb). – Erlanger geol. Abh., **36**; Erlangen.

STREIM, W. (1972): Gutachten Erholungsschwerpunkt Kratzmühle (unveröffentlicht).

TILLMANNS, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **30**; Köln.

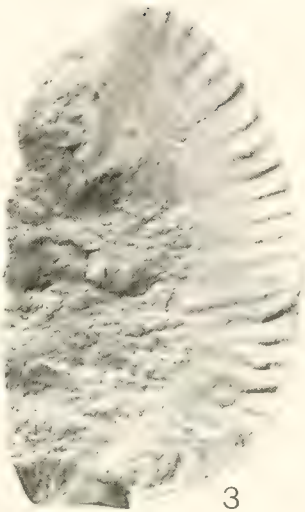
WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. – Öhringen (F. Rau).

WHITNEY, M. I. & DIETRICH, R. V. (1973): Ventifact Sculpture by Windblown Dust. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84** (8); New York.

Anhang

Tafel 1 bis 12

1

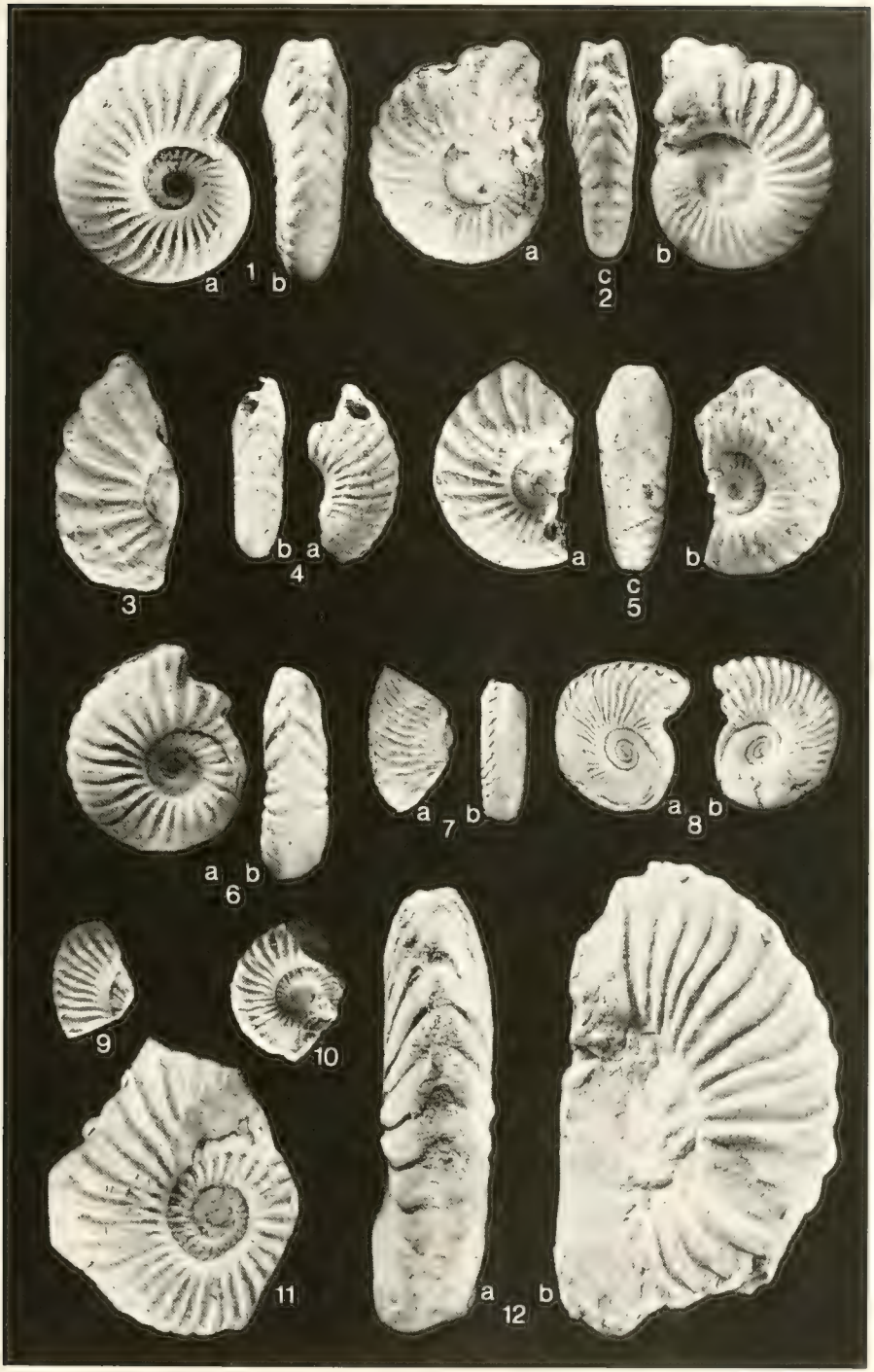


3

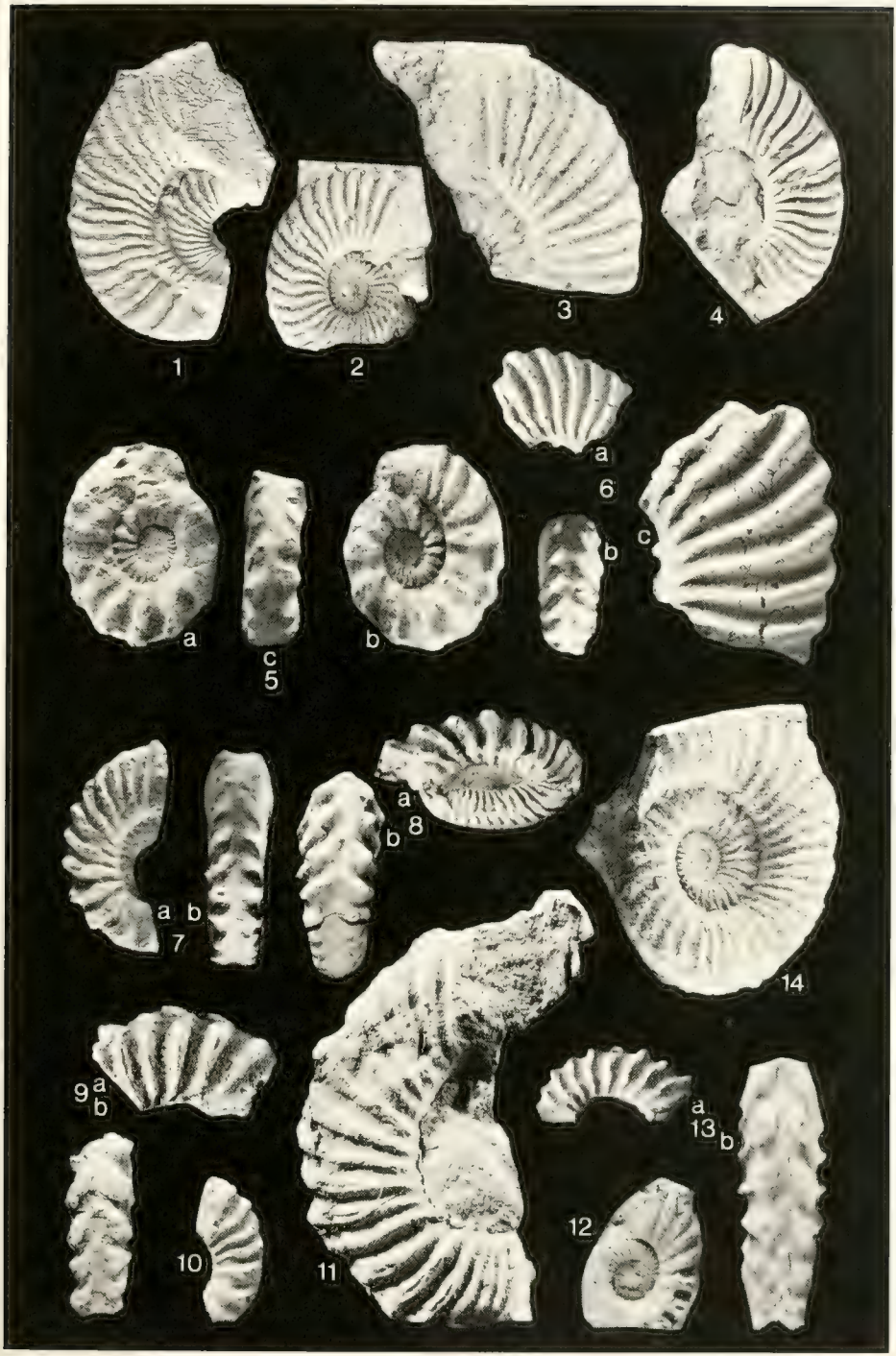
2

4

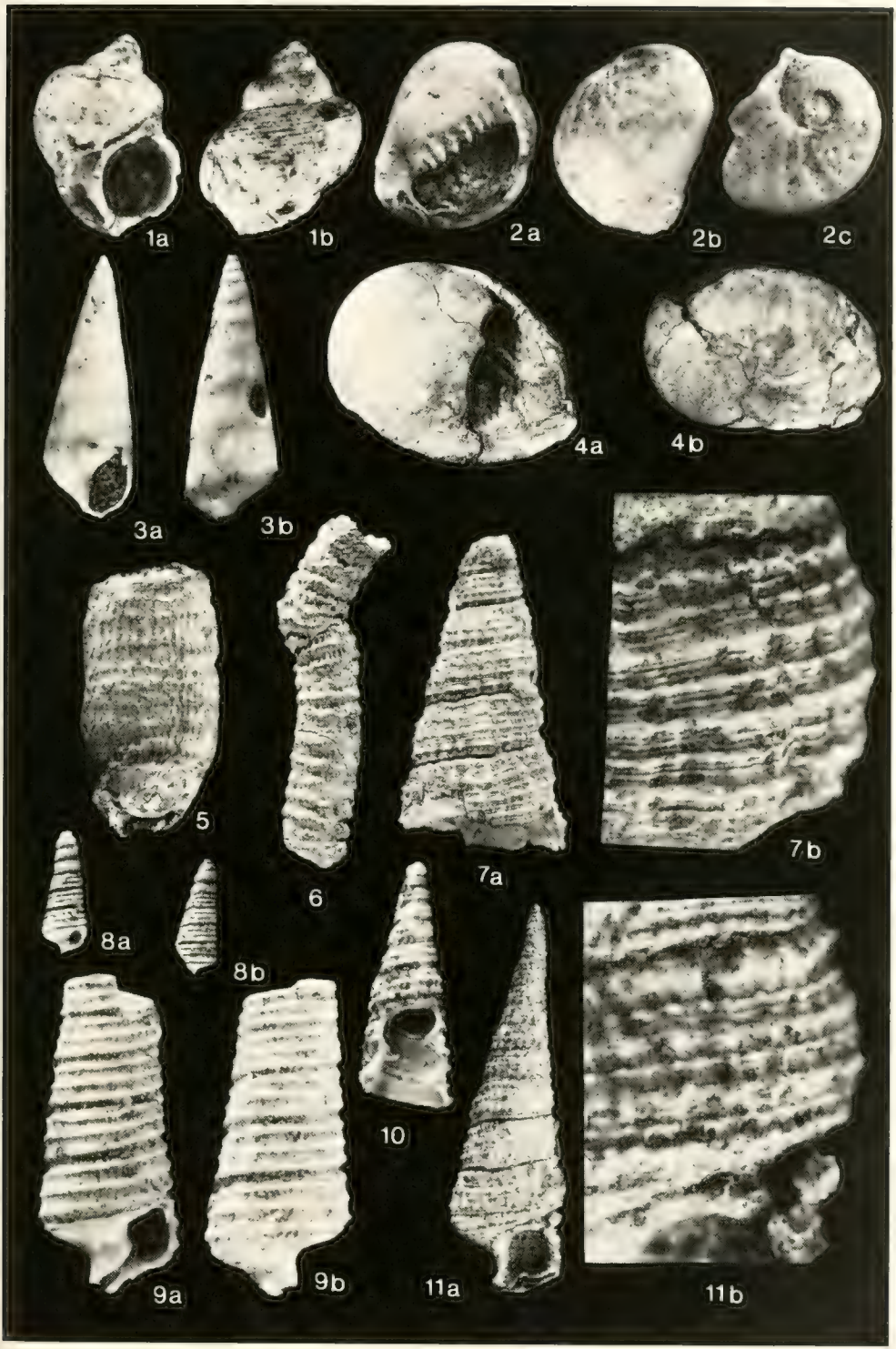
BARTHEL, K. W. & G. SCHAIRER: Zur Verbreitung von *Idoceras balderum* (OPPEL). **Tafel 1**



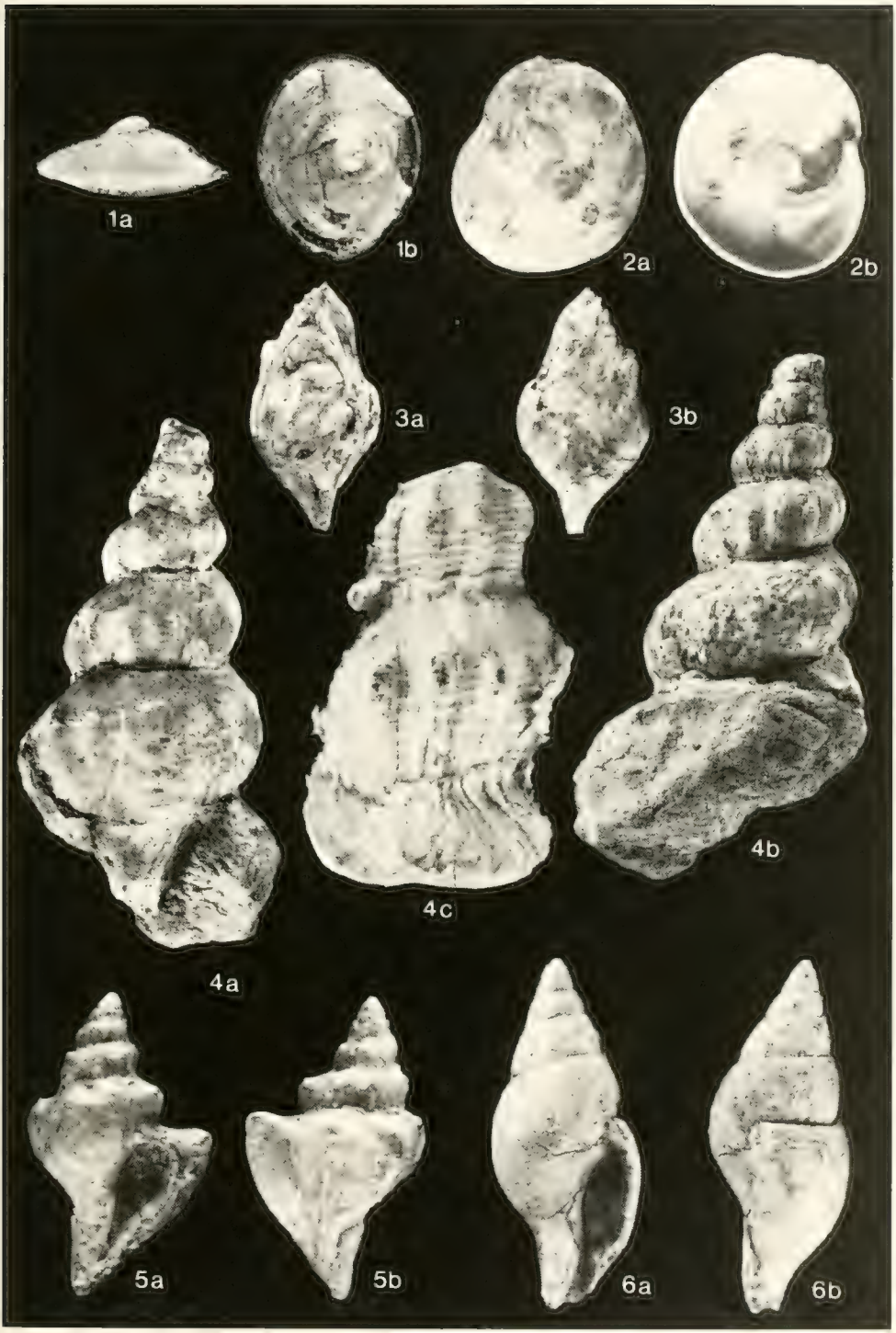
SEYED-EMAMI, K.: *Leymeriella* aus dem unteren Alb. **Tafel 2**



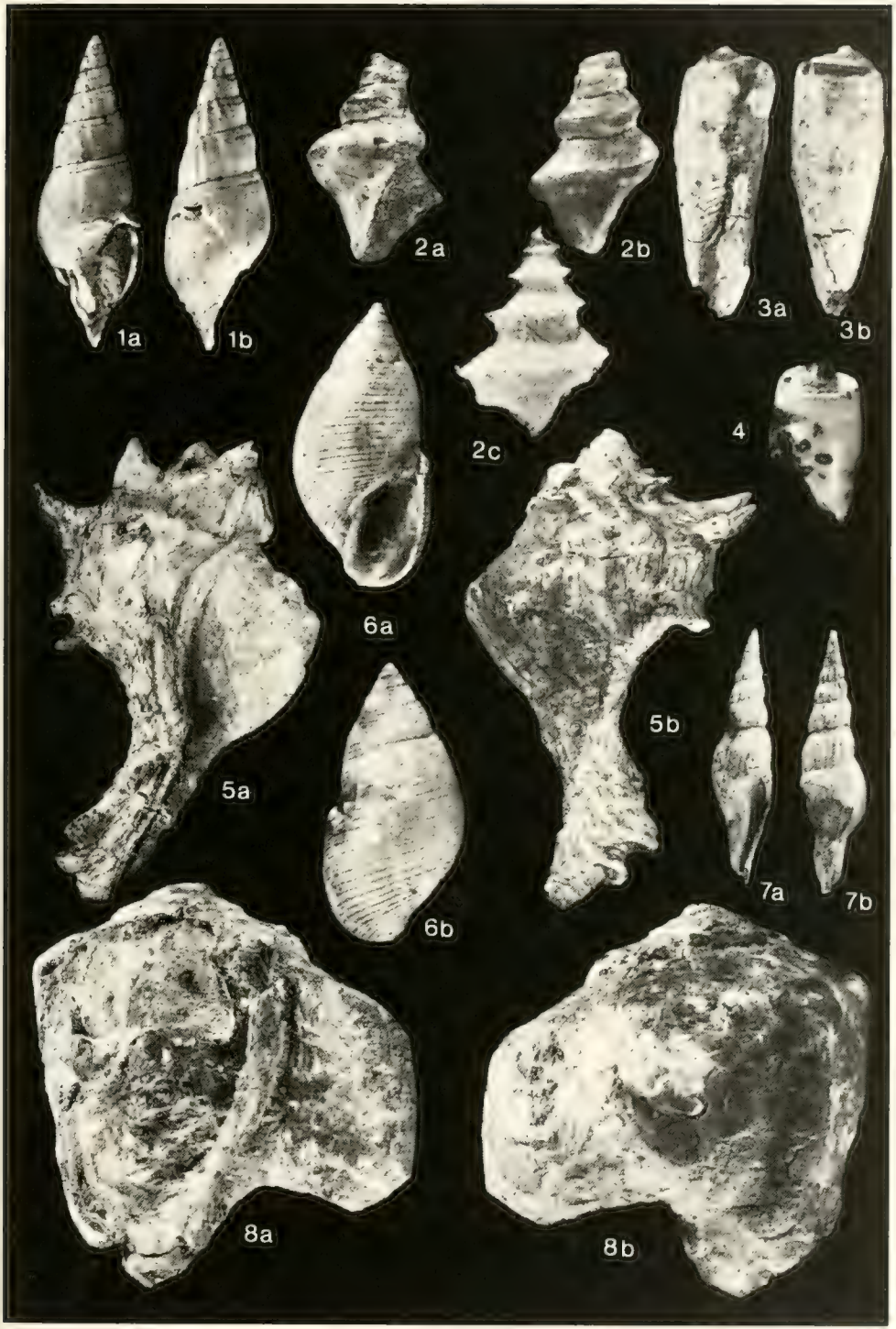
SEYED-EMAMI, K.: *Leymeriella* aus dem unteren Alb. **Tafel 3**



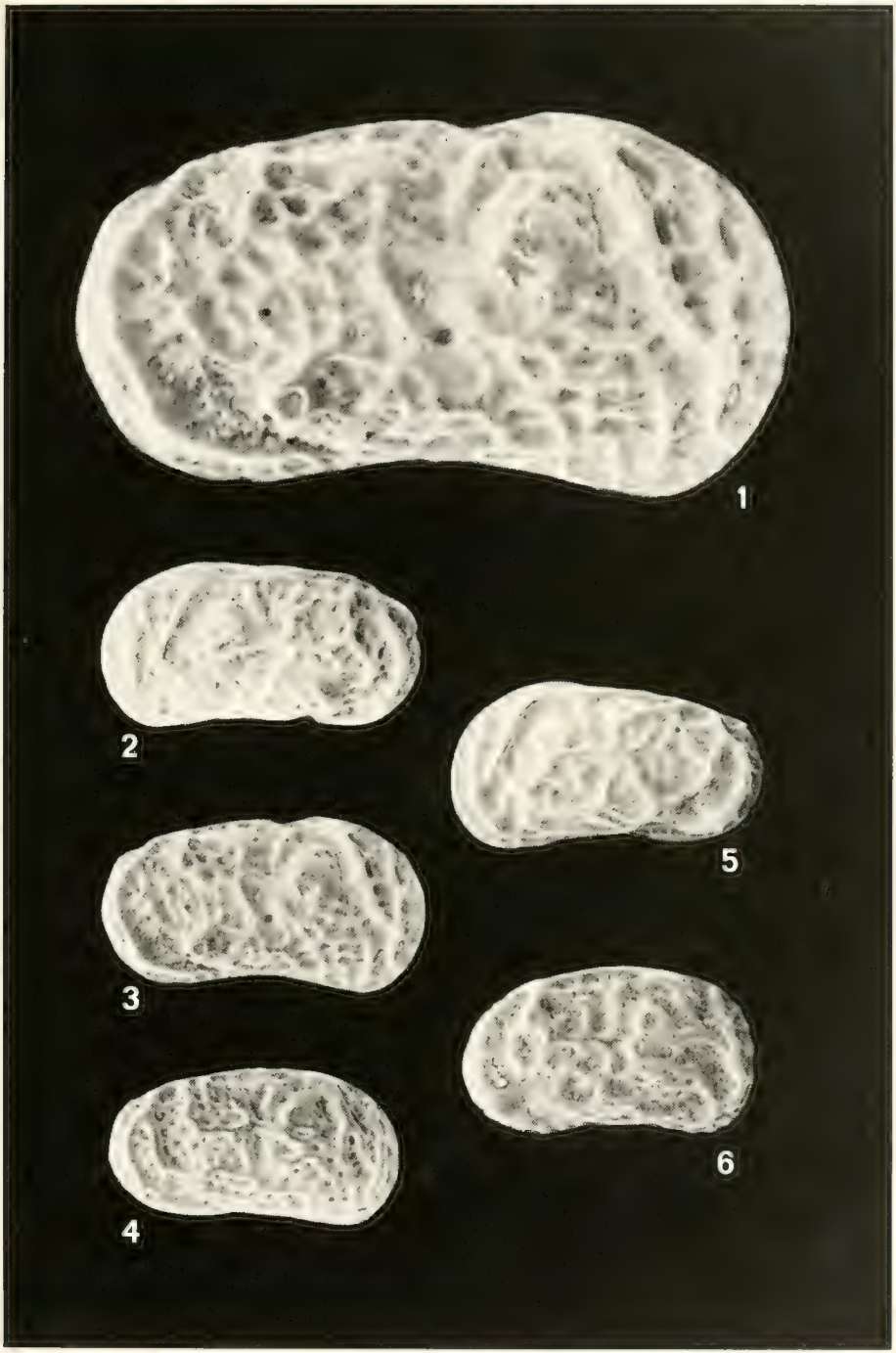
TRAUB, F.: Weitere Paleozän-Gastropoden. Tafel 4



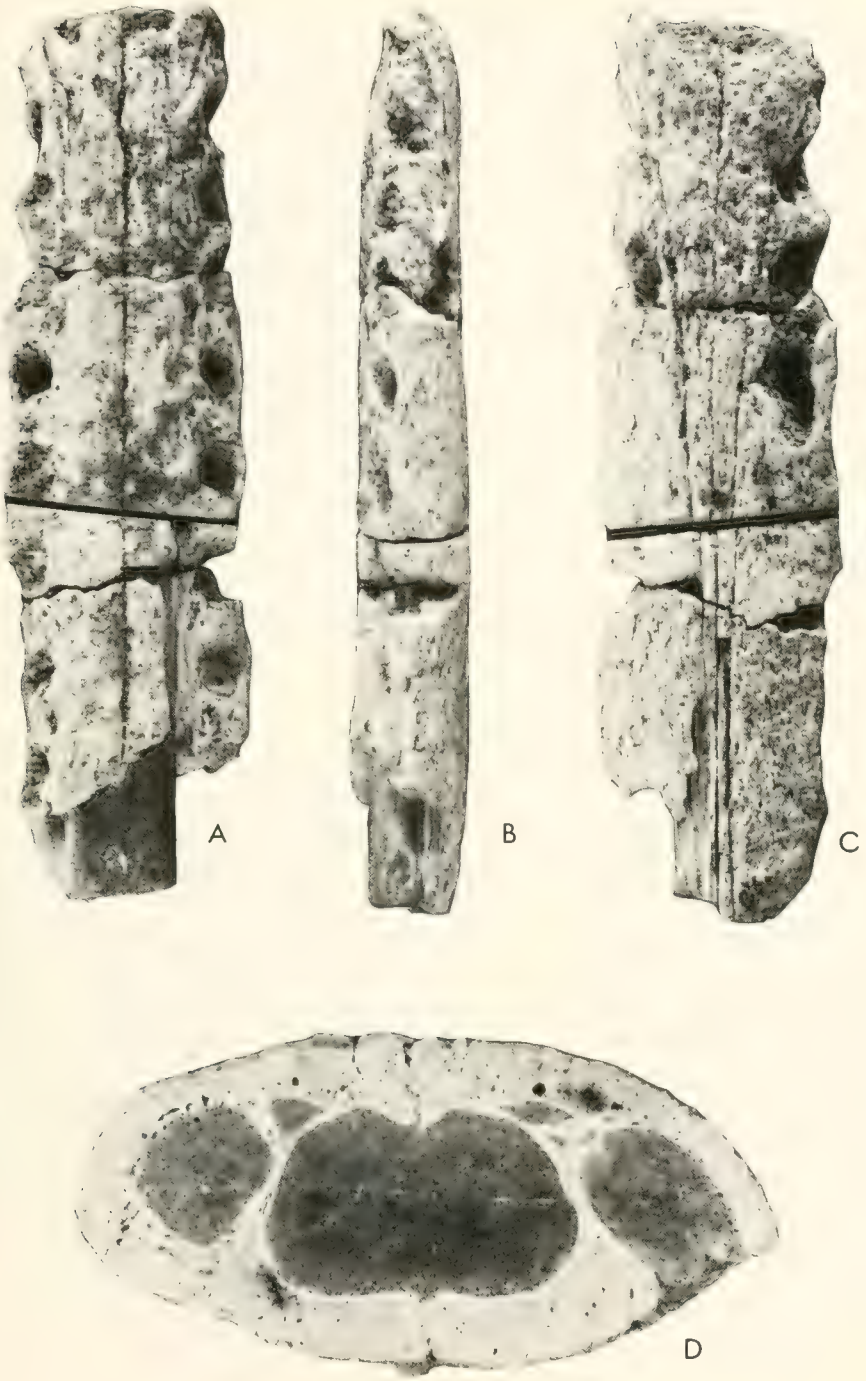
TRAUB, F.: Weitere Paleozän-Gastropoden. Tafel 5



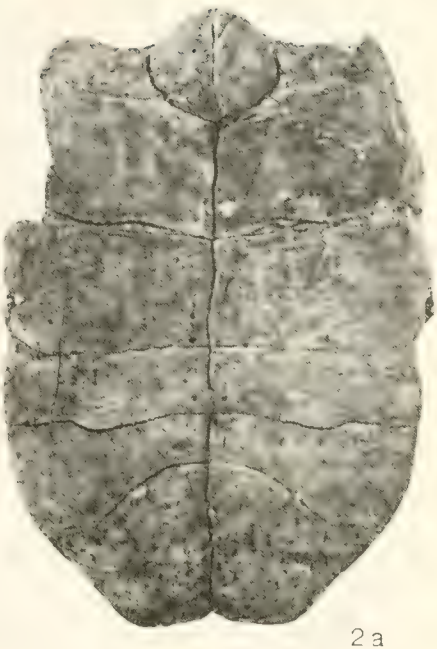
TRAUB, F.: Weitere Paleozän-Gastropoden. Tafel 6



WITT, W.: *Callistocythere lagaaiji* nom. nov. Tafel 7


A
B
C
D

1 a



2 a

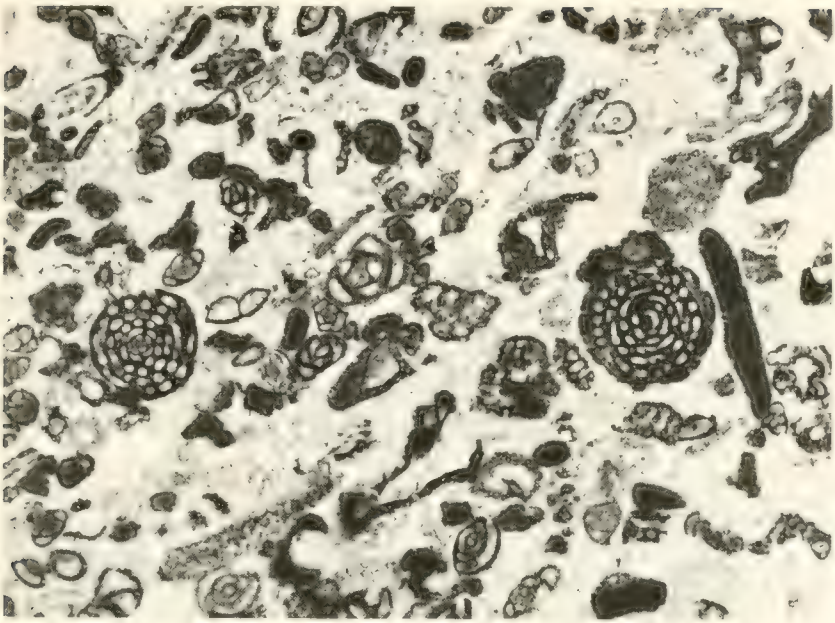
0 5 cm

1 b

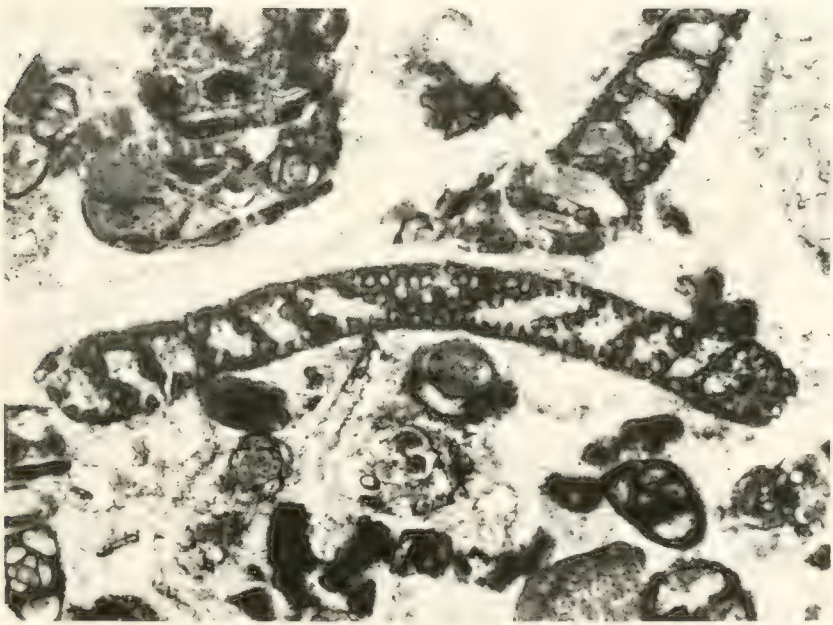
2 b

SCHLEICH, H.-H.: Eine europäische Sumpfschildkröte. **Tafel 9**

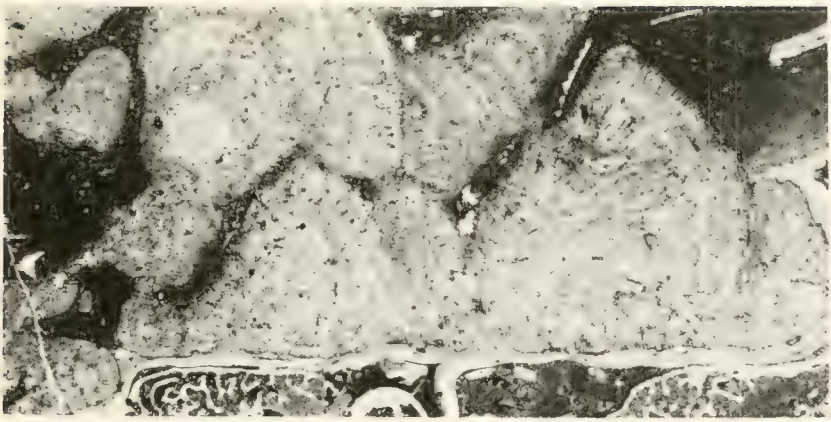
HEISSIG, K.: Ein neuer Fund des pleistozänen Moschusochsen. **Tafel 10**



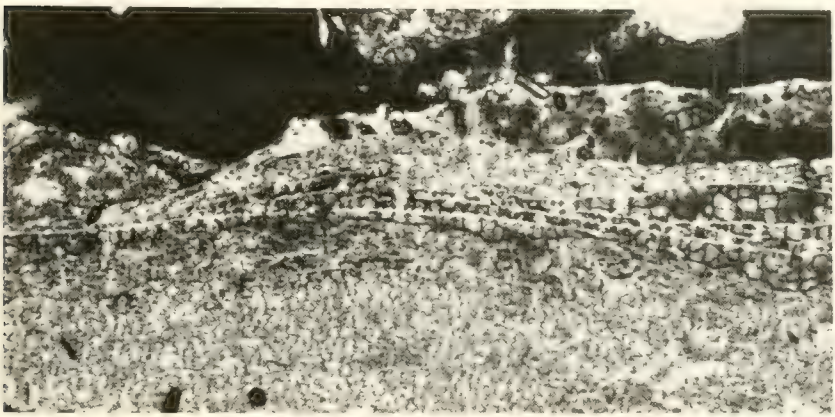
1



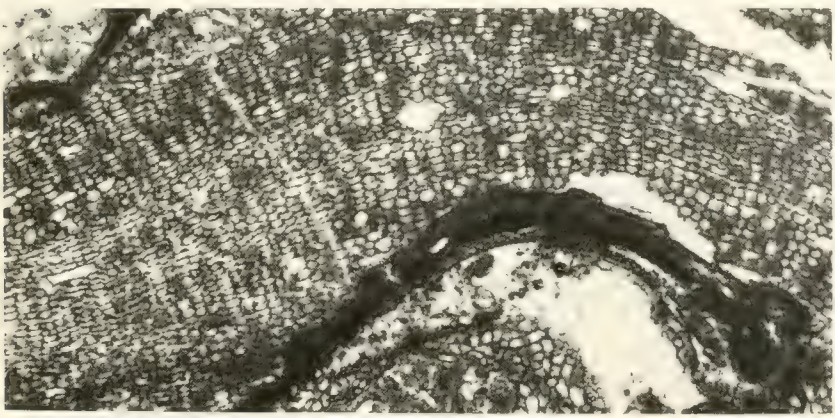
2



1



2



3

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, 8262 Altötting
ISSN 007-2070

701

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 21

INHALT

BARTHEL, K. WERNER † & WOLFGANG HERRMANN-DEGEN: Late Cretaceous and Early Tertiary Stratigraphy in the Great Sand Sea and its SE margins (Farafa and Dakhla Oases), SW Desert, Egypt 141

FAHLBUSCH, VOLKER: Miozän und Pliozän – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland 121

FAHLBUSCH, VOLKER & WEN-YU WU: Puttenhausen: Eine Kleinsäuger-Fauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns 115

LUCAS, SPENCER G. & ROBERT M. SCHOCH: *Basalina*, a Tillodont from the Eocene of Pakistan (Plate 15) 89

MALZ, HEINZ: *Yajimaina* n. gen., eine fernöstliche *Carinovalva*-Verwandte (Ostracoda; Trachyleberidinae) (Tafel 12–13) 65

MARTIN, MICHEL: Über drei Zahnplatten von *Ceratodus* aus der ägyptischen Kreide (Tafel 14) 73

SCHAIRER, GERHARD & K. WERNER BARTHEL †: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. V. *Torquatisphinctes, Subplanites, Katroliceras, Subdichotomoceras, Lithacoceras* (Ammonoidea, Perisphinctidae) (Tafel 1–5) 3

SCHERER, EUGEN †: Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 12. Crocodylia (Abschließender Bericht) 81

SCHÖTZ, MANFRED: Erste Funde von *Neocometes* (Rodentia, Mammalia) aus der Molasse Bayerns 97

SEYED-EMAMI, KAZEM & ALI ASGHAR ARYAI: Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordostiran (Koppeh-Dagh) (Tafel 6–9) 23

THIELE-PFEIFFER, HEIDEMARIE & WALTER JUNG: Mikrofloristische Untersuchungen an Braunkohleablagerungen Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz 129

TRAUB, FRANZ: Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 2. Fortsetzung (Tafel 10–11) 41

MÜNCHEN, 31. Dezember 1981

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	21	184 S.	15 Taf.	München, 31. 12. 1981

ISSN 0077-2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 21

INHALT

BARTHEL, K. WERNER † & WOLFGANG HERRMANN-DEGEN: Late Cretaceous and Early Tertiary Stratigraphy in the Great Sand Sea and its SE margins (Farafa and Dakhla Oases), SW Desert, Egypt 141

FAHLBUSCH, VOLKER: Miozän und Pliozän – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Suddeutschland 121

FAHLBUSCH, VOLKER & WEN-YU WU: Puttenhausen: Eine Kleinsäuger-Fauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns 115

LUCAS, SPENCER G. & ROBERT M. SCHOCH: *Basalina*, a Tillodont from the Eocene of Pakistan (Plate 15) 89

MALZ, HEINZ: *Yajimaina* n. gen., eine fernöstliche *Carinovalva*-Verwandte (Ostracoda; Trachyleberidinae) (Tafel 12–13) 65

MARTIN, MICHEL: Über drei Zahnplatten von *Ceratodus* aus der ägyptischen Kreide (Tafel 14) 73

SCHAIRER, GERHARD & K. WERNER BARTHEL †: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. V. *Torquatisphinctes, Subplanites, Katroliceras, Subdichotomoceras, Lithacoceras* (Ammonoidea, Perisphinctidae) (Tafel 1–5) 3

SCHERER, EUGEN †: Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 12. Crocodylia (Abschließender Bericht) 81

SCHÖTZ, MANFRED: Erste Funde von *Neocometes* (Rodentia, Mammalia) aus der Molasse Bayerns 97

SEYED-EMAMI, KAZEM & ALI ASGHAR ARYAI: Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordostiran (Koppeh-Dagh) (Tafel 6–9) 23

THIELE-PFEIFFER, HEIDEMARIE & WALTER JUNG: Mikrofloristische Untersuchungen an Braunkohleablagerungen Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz 129

TRAUB, FRANZ: Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 2. Fortsetzung (Tafel 10–11) 41

MÜNCHEN, 31. Dezember 1981

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	21	184 S.	15 Taf.	München, 31. 12. 1981

ISSN 0077-2070

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 3–21 | München, 31. 12. 1981

Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

V. *Torquatisphinctes, Subplanites, Katroliceras, Subdichotomoceras, Lithacoceras* (Ammonoidea, Perisphinctidae)

Von Gerhard Schairer & K. Werner Barthel †*)

Mit 4 Abbildungen und Tafel 1–5

Kurzfassung

Aus dem Korallen-Riffkalk von Laisacker bei Neuburg/Do. (Untertithon, Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke, Südliche Frankenalb, Bayern) werden zwei Arten von *Torquatisphinctes* (*T. filiplex* [Quenstedt], *T. neuburgensis* n. sp.), *Subplanites* (*S. rueppellianus* [Quenstedt], *S. laisackerensis* n. sp.) und *Subdichotomoceras* (*S.* aff. *pseudocolubrinum modicum* Oloriz, *S.* sp.) sowie *Katroliceras* sp. und *Lithacoceras* sp. beschrieben. Das unverdrückte Material läßt die Bedeutung des Windungsquerschnitts neben der Berippung als wichtiges morphologisches Merkmal erkennen. Ein Vergleich der in Laisacker vorkommenden Ammoniten mit denen aus den Solnhofener Plattenkalken weist darauf hin, daß die Riffkalke von Laisacker zeitliche Äquivalente der Oberen Solnhofener Plattenkalke sind.

Abstract

From the coral-reef limestones of Laisacker (Neuburg/Danube; Bavaria, Germany), beside other cephalopods, a number of perisphinctid ammonites have been recovered: *Torquatisphinctes filiplex* (Quenstedt), *T. neuburgensis* n. sp., *Subplanites rueppellianus* (Quenstedt), *S. laisackerensis* n. sp., *Subdichotomoceras* aff. *pseudocolubrinum modicum* Oloriz, *Katroliceras* sp., and *Lithacoceras* sp. This assembly confirms age equivalence with the Upper Solnhofen Lithographic Limestone Member of Solnhofen Formation, Lower Tithonian, *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel)-zone. In systematic respects, the non-compressed material indicates the significance of whorl-crossection as a morphological criterium, in addition to mode of ribbing.

*) Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2; Prof. Dr. K. W. Barthel †, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Hardenbergstraße 42, 1000 Berlin 12.

Einleitung

Die Riffkalke von Laisacker haben, außer den von uns bereits bearbeiteten Cephalopoden (BARTHEL 1959, BARTHEL & SCHAIRER 1977, SCHAIRER & BARTHEL 1977, 1979), mit den Perisphinctiden s. str. die Gruppe mit dem größten Individuenreichtum geliefert. Wie bei den übrigen Cephalopoden ist auch das Perisphincten-Material unvollkommen erhalten. Es liegt zum Teil als Wohnkammerfüllung und Abdruck der Innenwindungen vor, z. T. als einseitig korrodierte Steinkerne. Es ist oft nur fragmentarisch erhalten, da die einzelnen Stücke nur aus dem Sprengschutt gesammelt werden konnten. Trotz dieser Mängel ist das Material von Laisacker für die Morphologie der Untertithon-Perisphincten von Bedeutung, da die Windungsquerschnitte unverdruckt erhalten sind, was bei Exemplaren aus den Solnhofener Plattenkalken und Bereichen mit mergeliger Fazies kaum der Fall ist. Vergleiche mit weitgehend verdruckten Stücken gestalten sich daher schwierig.

Es zeigt sich, daß die Querschnitte von *Torquatisphinctes* und *Subplanites* sich in Form und Höhen-Breitenverhältnis oft deutlich unterscheiden (Abb. 1), während eine

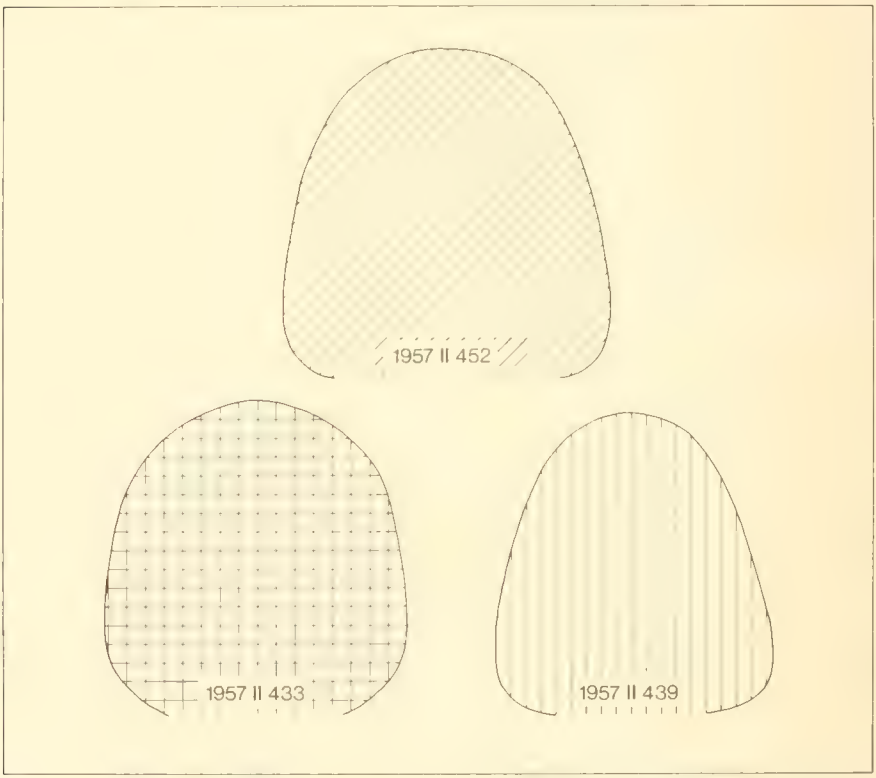


Abb. 1: Vergleich der Windungsquerschnitte von: *Lithacoceras* sp., 1957 II 452, Wh 44 mm; *Torquatisphinctes filiplex* (QUENSTEDT), 1957 II 433, Wh 42 mm; *Subplanites rueppellianus* (QUENSTEDT), 1957 II 439, Wh 40 mm. ×1.

Differenzierung nach der Skulptur erst bei erhaltener Endwohnkammer möglich ist. *Lithacoceras* hat bei den Windungsteilen mit diversipartiten Rippeneinheiten einen hochovalen, nur wenig höher als breiten Querschnitt. Der Windungsquerschnitt der inneren Windungen nähert sich dem von *Subplanites*. Eine Gruppe mit ziemlich breitem, rechteckigem Querschnitt scheint die Gattung *Subdichotomoceras* zu sein.

Wir danken Herrn Ing. L. FRUTH, daß er der Bayerischen Staatssammlung sein wertvolles Material von Laisacker überlassen hat. Ebenso bedanken wir uns bei den Herren Dr. G. DIETL (Staatl. Mus. f. Naturkunde Stuttgart), Dr. W. OHMERT (Geol. L. A. Freiburg), Dr. F. OLORIZ (Dep. Paleont. Univ. Granada), Dr. G. VIOHL (Jura-Museum Eichstätt), Prof. Dr. J. WENDT, W. RIEGRAF (Inst. u. Mus. f. Geol. u. Paläont. Univ. Tübingen), Prof. Dr. A. ZEISS (Inst. f. Paläont. Univ. Erlangen-Nürnberg) für ihre Hilfe und die Ausleihe von Originalen. Herr F. HÖCK stellte die Photographien her, Herr K. DOSSOW fertigte die Zeichnungen an. Ein Teil des Materials stammt aus Untersuchungen, die von der DFG gefördert wurden. Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München aufbewahrt.

Abkürzungen

Dm	Durchmesser in mm
Nw, Nw%	Nabelweite in mm, in % des Dm
Wh, Wh%	Windungshöhe in mm, in % des Dm
Wb, Wb%	Windungsbreite in mm, in % des Dm
Wq	Windungsquerschnitt
UR	Zahl der Umbilikalrippen auf $^1/_2$ Umgang
SR	Zahl der Sekundärrippen auf 10 UR

Beschreibung der Arten

Ammonitina
Perisphinctacea
Perisphinctidae
Torquatisphinctes

Torquatisphinctes filiplex (QUENSTEDT)
Taf. 1, Fig. 1–2; Abb. 1, 2

v*1887/1888 *Ammonites filiplex* – QUENSTEDT: 1090, Taf. 126, Fig. 3.

Material: Innenwindungen mit Resten der Wohnkammer (1957 II 433), 3 Innenwindungen (1957 II 434, 435, 1971 I 208 [Abguß eines Stückes aus Slg. E. W. BEIKLER, Ingolstadt]); 1 vollständiges Exemplar vom Hummelberg bei Solnhofen (1960 I 246).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 433	135	66	49	38	28				
	83	40	47	27	32			24	
	66					26	39	21	1,9
	60	28	47	18	30				
	46	21	46	14	31			16	
	34	15	44	12	35			16	
	19	8	42	7	37			14	
1957 II 434	77	34	44	26	34			24	1,8
	65	28	43	22	34	24	37	20	1,8
	49	20	41	17	35			20	1,8
	40							17	1,8
	20							15	
1957 II 435	78	36	46	24	31	27	35	27	2,0
1971 I 208	47	19	41	17	36	21	45	20	1,8
1960 I 246	118	50	42	40	34				
	84							22	1,8
	60							18	
	40							17	
Ammonites filiplex Holotypus	80	35	44	28	35			23	2,1
	60							22	1,9

Beschreibung: Die Art ist evolut. Die Nabelwand auf den inneren Windungen ist steil, auf der Endwindung wird sie deutlich flacher. Der Nabelrand ist gerundet. Die Flanken der inneren Windungen sind leicht konvex, verflachen bei größerem Dm und konvergieren gegen die Externseite. Der Übergang in die leicht gewölbte und ziemlich breite Externseite erfolgt allmählich. Der Wq der inneren Windungen ist breiter als hoch, nierenförmig bis gerundet rechteckig. Die Außenwindung ist etwa so breit wie hoch, gerundet rechteckig bis oval (Abb. 2). Die größte Wb liegt in der Nähe des Nabelrandes. Der Endmundsaum ist bei den Stücken von Laisacker nicht erhalten, doch weist eine Abschwächung der Skulptur und ein verstärktes Nachvornebiegen auf den Endmundsaum hin (vergl. Holotypus zu *T. neuburgensis*). Das Exemplar vom Hummelberg besitzt seitliche Apophysen.

Die Berippung ist krattig, wenig dicht. Die Zahl der UR steigt mit zunehmendem Dm. Die Rippen sind meist biplikat, einzelne ungespalten. Die Rippenspaltpunkte liegen um 0,5 der Wh. Die Rippen beginnen auf der Nabelwand rursiradiat und biegen am Nabelrand nach vorn. Sie sind gerade oder leicht konkav, rectiradiat bis leicht prorsiradiat. Die SR sind auf der Externseite gerade oder leicht vorwärts gebogen. Eine schwache mediane Eindellung oder Abflachung kann vorhanden sein. Die Einschnürungen (4–5 pro Umgang) sind tief und so breit wie der UR-Zwischenraum.

Bemerkungen: Die Art wird zur Gattung *Torquatisphinctes* gestellt, da auch bei großem Dm die Rippen biplikat bzw. ungespalten sind, und der Wq ziemlich breit ist. Die Unterscheidung der Innenwindungen von dieser Art und von *Subplanites rueppel-*

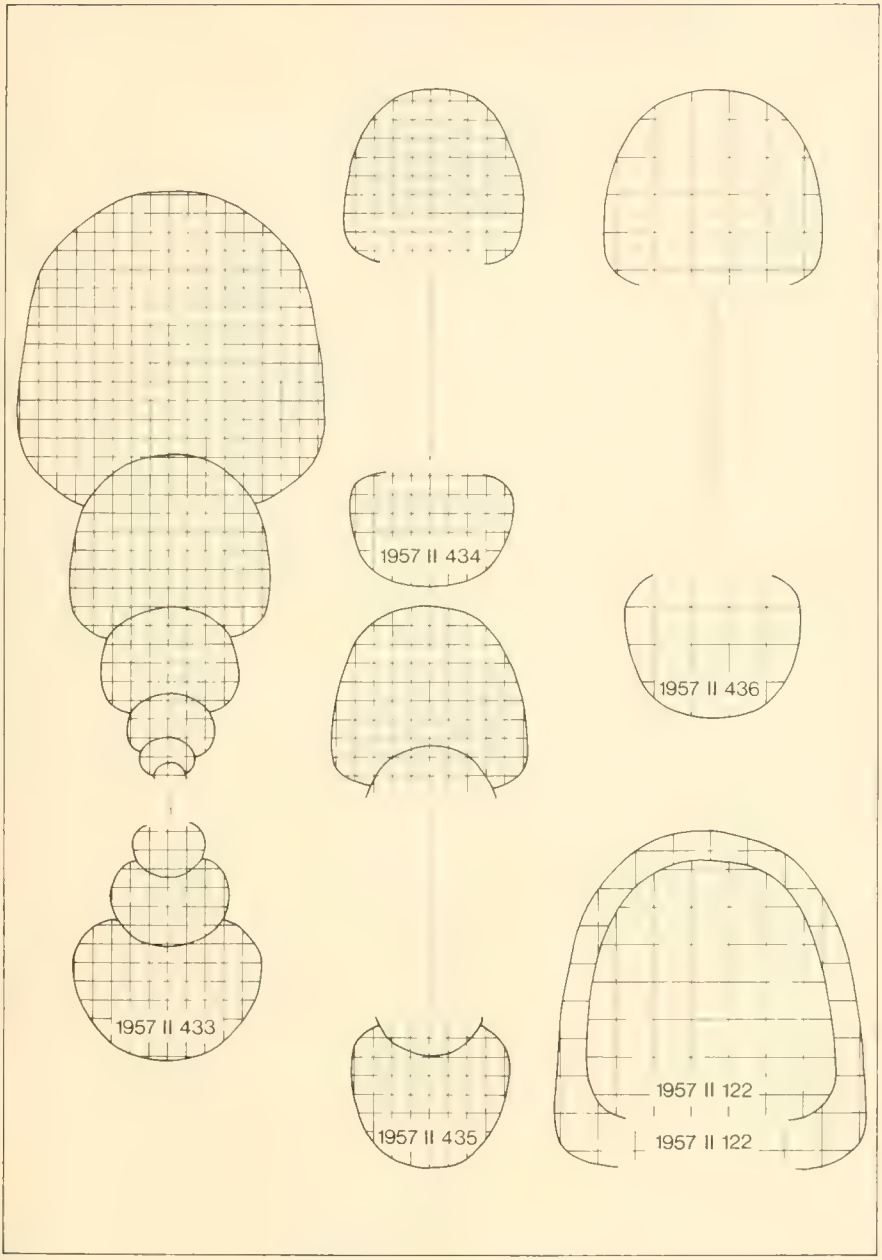


Abb. 2: *Torquatisphinctes filiplex* (QUENSTEDT): 1957 II 433, Dm 115 mm; 1957 II 434, Dm 65 mm; 1957 II 435, Dm 75 mm. *Torquatisphinctes neuburgensis* n. sp.: 1957 II 436, Dm 83 mm; 1957 II 122, Wh 45 mm bzw. 35 mm. ×1.

lianus (QUENSTEDT) bereitet Schwierigkeiten. Sowohl in der Nw als auch in der Berippung bestehen große Ähnlichkeiten. Nur die Wb von *T. filiplex* ist etwas größer und der Wq rundlicher.

Das Exemplar 1957 II 435 ist etwas dichter berippt als die übrigen Stücke, während Exemplar 1957 II 434 etwas enger genabelt ist. Das Exemplar vom Hummelberg (1960 I 246) paßt in der Berippung gut zu *T. filiplex*. Die feststellbare Nw ist allerdings geringer, was auf die Verdrückung zurückgeführt werden könnte, da die weniger verdrückten Innenwindungen evoluter erscheinen.

Ähnlichkeit besteht mit *Perisph. (Aulacosph.?) isolatus* n. sp. in SCHNEID (1915/1916, 165, Taf. 6, Fig. 5). Soweit zu erkennen ist, ist diese Art etwas dichter berippt. Vergleichbar damit ist Exemplar 1957 II 435. Außerdem geht aus Text und Abbildung bei SCHNEID hervor, daß die Rippen auf Flankenmitte vorwärts geschwungen sind. *Torquatisphinctes neuburgensis* n. sp. ist dichter berippt, ebenso *T. guembeli* ZEISS. *T. regularis* ZEISS ist in der Berippung ähnlich, die inneren Windungen scheinen aber etwas evoluter zu sein. *T. laxus* OLORIZ ist evoluter.

Torquatisphinctes neuburgensis n. sp.
Taf. 2, Fig. 1–2; Abb. 2

v 1959 *Subplanites pseudocolubrinus* (KILIAN) – BARTHEL: 66.
v 1959 *Subplanites wheatleyensis* (NEAVERSON) – *pringlei* (PRUVOST) – BARTHEL: 67 (pars).

Holotypus: Exemplar 1957 II 122, Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., München.
Stratum typicum: Untertithon, Korallenkalk von Laisacker.
Locus typicus: Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Südliche Frankenalb, Bayern.
Derivatio nominis: Nach der Stadt Neuburg a. d. Donau.
Material: 1 unvollständig erhaltenes Exemplar (max. Dm ca. 150 mm) mit Endmundsaum (Holotypus, 1957 II 122), 4 Innenwindungen, z. T. unvollständig erhalten (1957 II 120, 436, 437, 438).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 122	140	65	46	43	31	42	30		
Holotypus	98	45	46	31	33			48	1,7
	60	28	47						
1957 II 120	75	36	48	26	35	25	33	26	
	63	29	46	19	30	22	35	23	1,6
1957 II 436	85	41	48	26	31	30	35	33	1,9
	70	33	47	21	30	25	36	27	1,8
	60							24	
	40							20	
1957 II 437	74	33	45	22	30			30	
	66	30	45	21	32			28	

Beschreibung: Die Art ist evolut. Die Nabelwand ist steil, gelegentlich scheint sie etwas abzuflachen. Der Nabelrand ist gerundet. Die Flanken sind leicht konvex bis flach, auf inneren Windungen etwas stärker gewölbt. Sie konvergieren gegen die Externseite. Der Übergang in die schwach gewölbte und ziemlich breite Externseite ist fließend. Der

Wq auf den inneren Windungen ist breiter als hoch, gerundet rechteckig bis gerundet trapezförmig. Bei größerem Dm wird er etwas höher als breit, oval bis gerundet hochrechteckig (Abb. 2). Die größte Wb liegt im Bereich des Nabelrandes. Der Endmundsaum ist an der Naht kräftig vorgezogen, besitzt seitliche Fortsätze („Ohren") und ist extern etwas hochgezogen.

Die Berippung ist kräftig, ziemlich dicht, auf inneren Windungen aber deutlich weiterstehend (bis ca. 65 mm Dm). Die Zahl der UR steigt mit zunehmendem Dm, zunächst langsam, dann rascher. Die Rippen sind biplikat, ein Teil ungespalten. Die Rippenspaltpunkte liegen vor der Mündung bei 0,6 der Wh, auf inneren Windungen zwischen 0,5 und 0,6 der Wh. Die Rippen beginnen auf der Nabelwand deutlich rursiradiat und biegen am Nabelrand nach vorn. Sie sind gerade oder leicht konkav, rectiradiat bis schwach prorsiradiat. Die SR sind auf der Externseite leicht vorwärts gebogen und median leicht eingedellt. Die Einschnürung (bis zu 7 pro Umgang) sind unterschiedlich kräftig und breit.

Bemerkungen: Die Art wird zur Gattung *Torquatisphinctes* gestellt, da sie bis zum Endmundsaum nur biplikate bzw. ungespaltene Rippen und einen maßig breiten Querschnitt aufweist. Die Arten *T. filiplex* (QUENSTEDT), *regularis* ZEISS, *laxus* OLORIZ und *isolatus* (SCHNEID) sind weniger dicht berippt. *T. guembeli* ZEISS scheint auf den inneren Windungen dichter berippt zu sein und weist weniger ungespaltene Rippen auf. *T. transiens* OLORIZ ist dichter berippt. Der in der Berippungsdichte und Nw ähnliche *T. similis* SPATH weist hohe Rippenspaltpunkte auf. *T. intermedius* SPATH ist etwas weniger dicht berippt, besonders auf der äußeren Windung.

Suplanites

Suplanites rueppellianus (QUENSTEDT)

Taf. 3, Fig. 1–2; Abb. 1, 3

v*1887/1888 *Ammonites Rüppellianus* – QUENSTDT: 1089,Taf. 126, Fig. 1.
v*1959 *Perisphinctes (Virgatosphinctes) rueppellianus* (QUENSTEDT) – BERCKHEMER & HÖLDER: 51 (pars), Taf. 12, Fig. 56.
v*1959 *Perisphinctidae* cf. *rectefurcatus* ZITTEL – BARTHEL: 66.

Material: Eine halbe Außenwindung mit Abdruck der Innenwindungen (1957 II 439), eine halbe Windung mit Abdruck der Innenwindungen (1957 II 440), 3 Innenwindungen (1957 II 441–443).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 439	131	61	47	40	31	37	28	28	2,4
	96	46	48	31	32			25	
	80							23	2,1
	60							21	
	40							16	
1957 II 440	93	43	46	29	31	30	32	22	2,0
	71	32	45	23	32	25	35	21	2,0
	60							18	
	40							17	
	20							14	

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 441	65	31	48	20	31	23	35	19	1,9
	40							17	1,9
	37	16	43	13	35	16	43		
	25							13	
1957 II 442	66	31	47	19	29			21	1,9
	54	25	46	16	30	20	37	20	2,0
	40							17	
	20							15	
1957 II 443	41	18	44	13	32			21	1,7
	31	13	42	10	32	14	45	17	1,8
Ammonites	175	73	42	56	32			23	2,5
rueppellianus	150							24	
Holotypus	135	53	39	48	36			25	2,3
	120							27	2,5
	100							25	
	80							25	
	60							21	
	40							18	
	20							14	

Beschreibung: Die Art ist evolut. Die Nabelwand ist auf innerenWindungen steil, gegen die Mündung zu wird sie etwas flacher. Der Nabelrand ist etwas gerundet. Die Flanken sind flach bis leicht konvex und konvergieren deutlich gegen die Externseite. Der Übergang in die leicht gewölbte und relativ schmale Externseite erfolgt allmählich. Der Wq der inneren Windungen ist breiter als hoch, gerundet rechteckig bis trapezförmig. Auf äußeren Windungen ist der Wq so breit wie hoch oder etwas höher als breit, gerundet trapezformig (Abb. 1, 3). Die großte Wb liegt in der Nähe des Nabelrandes. Die Endmündung ist nicht erhalten.

Die Berippung ist kräftig, wenig dicht. Die Zahl der UR steigt mit zunehmendem Dm, nimmt bei großem Dm aber wieder ab (vergl. Holotypus). Die Rippen sind auf den inneren Windungen meist biplikat, einzelne ungespalten. Die Rippenspaltpunkte liegen zwischen 0,5 und 0,7 der Wh, wobei die meisten bei 0,7 liegen. Bei größerem Dm sind die Rippen biplikat, meist nur im Bereich von Einschnürungen sind ungespaltene Rippen vorhanden. Gegen die Mündung zu (ab ca. 100 mm Dm) schalten sich mehr und mehr polygyrate Rippeneinheiten ein bzw. biplikate Rippen mit Schaltrippen. Die Spaltpunkte der biplikaten Rippen liegen hier zwischen 0,3 bis 0,6 der Wh, wobei die meisten im höheren Bereich spalten. Der tiefere Ast der polygyraten Rippeneinheiten setzt etwa auf Flankenmitte ein, der andere etwas hoher. Die Rippen beginnen auf der Nabelwand rursiradiat und biegen am Nabelrand nach vorn. Sie sind gerade oder leicht konkav, rectiradiat bis leicht prorsiradiat. Die SR sind auf der Externseite gerade oder leicht vorwärts geschwungen. Gelegentlich ist median eine schwache Eindellung zu beobachten. Die Einschnürungen (3–4 pro Umgang) sind tief und etwa so breit wie der UR-Abstand.

Bemerkungen: Aufgrund der gegen die Mündung zunehmende Zahl der polygyraten Rippeneinheiten, der gegen Ende der Wohnkammer weiter auseinanderstehenden Rippen (Exemplar 1957 II 439) und des relativ schlanken Wq wird diese Art zur Gattung

Subplanites gestellt. Exemplar 1957 II 442 ist etwas dichter berippt und weist auf der Externseite eine deutliche Eindellung der SR auf.

Der QUENSTEDT'sche Holotypus (Slg. Tübingen) stammt aus den Plattenkalken von Solnhofen. Er ist völlig flachgedrückt, daher sind die Maße nur bedingt vergleichbar. Im Versuch wurde von dem Exemplar 1957 II 439 der Wq mit Hilfe eines Lötzinn-Bandes abgenommen und anschließend die Verdrückung simuliert. Bei entsprechendem Dm ergab sich eine dem Holotypus vergleichbare Wh.

Subplanites laisackerensis n. sp. ist involuter und über 60 mm Dm dichter berippt. *S. moernsheimensis* (SCHNEID) und *S. reisi* (SCHNEID) sind dichter berippt und involuter. *S. postrueppellianus* OHMERT & ZEISS ist involuter, auf inneren Windungen dichter berippt und weist schon bei geringerem Dm polygyrate Rippeneinheiten auf. Innere Windungen von *Torquatisphinctes filiplex* (QUENSTEDT) sind sehr ähnlich, unterscheiden sich aber durch den etwas breiteren Wq.

Subplanites laisackerensis n. sp.
Taf. 4, Fig. 1–3; Abb. 3

Holotypus: Exemplar 1977 II 444, Bayer. Staatsslg. Paläont.hist. Geol., München.
Stratum typicum: Untertithon, Korallenkalk von Laisacker.
Locus typicus: Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Südliche Frankenalb, Bayern.
Derivatio nominis: Nach dem Fundort Laisacker.
Material: Rest einer Außenwindung mit Abdruck der Innenwindungen (Holotypus, 1957 II 444), Abdruck der inneren Umgänge (1957 II 141), 6 Innenwindungen (1957 II 445–447, 449–451), Bruchstück einer Innenwindung (1957 II 448).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 444	140							40	2,2
Holotypus	87	32	37	30	34			33	1,9
	50							21	
1957 II 141	95	37	39	30	32			41	
	75							28	1,9
1957 II 445	53	22	41	22	41			22	1,8
	41	16	39	15	36			19	
1957 II 446	50	18	36	19	38	20	40	19	2,0
	41	16	39	15	37	19	46	17	2,1
1957 II 447	46	18	39	16	36			19	1,9
	39	15	39	14	36			17	1,8
	20							14	
	10							12	
1957 II 449	41	17	42	13	32	16	39	19	1,9
	27	11	41	9	33	13	48	16	
	20	8	42	7	35	11	55	14	1,9
	10							12	
1957 II 450	53	22	42	18	34			24	1,9
	40							18	
	20							14	

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 451	48	20	42	16	35			22	
	40							21	
	20							15	

Beschreibung: Die Art ist mäßig evolut. Die Nabelwand ist auf inneren Windungen steil, auf äußeren etwas flacher. Der Nabelrand ist gerundet. Die Flanken sind flach bis leicht konvex und konvergieren gegen die Externseite. Der Übergang in die schwach gewölbte Externseite erfolgt allmählich. Der Wq der inneren Windungen ist breiter als hoch, gerundet rechteckig. Auf äußeren Windungen ist er höher als breit, oval (Abb. 3). Die größte Wb liegt im Bereich des Nabelrandes. Die Endmündung ist nicht erhalten.

Die Berippung ist kräftig, mäßig dicht, wobei die inneren Windungen gröber berippt sind als die äußeren. Gegen Ende des Windungsbruchstückes von Exemplar 1957 II 444 treten die Rippen etwas auseinander. Die Rippen sind meist biplikat, einzelne ungespalten. Auf äußeren Windungen, ab ca. 110 mm Dm, treten polygyrate Rippeneinheiten auf. Die Rippenspaltpunkte liegen auf inneren Windungen etwa auf 0,5 der Wh. Auf äußeren Windungen sind nicht alle Spaltpunkte auf gleicher Höhe, die liegen zwischen 0,4 und 0,5 der Wh. Die Rippen beginnen auf der Nabelwand rursiradiat und biegen am Nabelrand nach vorn. Sie sind gerade oder leicht konkav, rectiradiat bis leicht prorsiradiat. Die SR sind auf der Externseite gerade oder leicht nach vorn gebogen. Gelegentlich ist median eine ganz schwache Eindellung zu erkennen. Die Einschnürungen (ca. 4 pro Umgang) sind kräftig, breiter als der Rippenzwischenraum.

Bemerkungen: Aufgrund der gegen die Mündung hin zahlreicher werdenden polygyraten Rippeneinheiten und der auf dem vorderen Ende weiter stehenden Rippen wird diese Art zur Gattung *Subplanites* gestellt. Das Exemplar 1957 II 448 ist in der Berippung hier anzuschließen, doch zeigt es einen auffallend schlanken, trapezförmigen Wq (Abb. 3).

Subplanites rueppellianus (Quenstedt) ist gröber berippt und evoluter. *S. moemsheimensis* (Schneid) ist kleinwüchsig, auf der Endwindung weniger dicht berippt mit zahlreichen polygyraten Rippeneinheiten, die Innenwindungen sind involuter und dichter berippt. *S. postrueppellianus* Ohmert & Zeiss ist gröber berippt und polygyrate Rippeneinheiten bzw. Schaltrippen setzen schon früher ein (ab ca. 80 mm Dm). *S. reisi* (Schneid) ist auf der äußeren Hälfte der Endwindung gröber berippt mit häufigen polygyraten Rippeneinheiten und Schaltrippen. Die inneren Windungen sind dichter berippt und etwas enger genabelt. *S. rigidus* Oloriz ist auf den inneren Windungen dichter berippt und weist schon ab Dm 80 mm polygyrate Rippeneinheiten auf.

Katroliceras

Katroliceras sp.

Taf. 5, Fig. 5; Abb. 3

v 1959 *Katroliceras* aff. *K. pottingeri* (Sowerby) – Barthel: 66.

Material: Ein Wohnkammerbruchstück (1957 II 138).

Beschreibung: Die Nabelwand ist am Nabel steil und verflacht dann. Der Nabelrand ist gerundet. Der Wq ist breiter als hoch, zwischen den Rippen oval, auf den Rippen mehr mierenförmig (Abb. 3). Die größte Wb liegt im Bereich des Nabelrandes. Die fla-

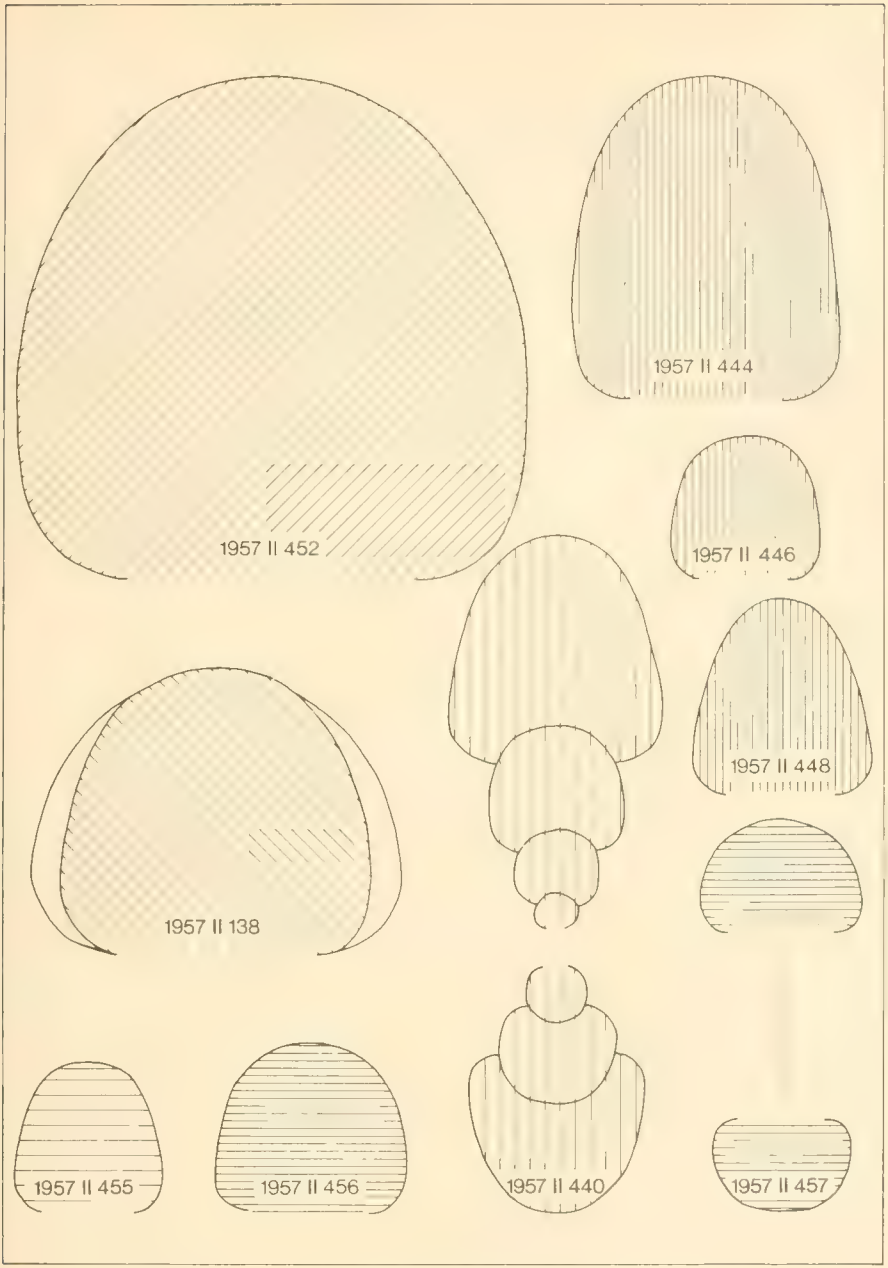


Abb. 3: *Lithacoceras* sp.: 1957 II 452, Wh 66 mm. *Katroliceras* sp.: 1957 II 138, Wh 38 mm. *Subdichotomoceras* aff. *pseudocolubrinum modicum* OLORIZ: 1957 II 455, Wh 20 mm. *Subdichotomoceras* sp.: 1957 II 456, Wh 22 mm; 1957 II 457, Dm 50 mm. *Subplanites laisackerensis* n. sp.: 1957 II 444, Holotypus, Wh 43 mm; 1957 II 446, Wh 19 mm; 1957 II 448, Wh 26 mm. *Subplanites rueppellianus* (QUENSTEDT): 1957 II 440, Dm 90 mm. ×1.

chen Flanken konvergieren gegen die gewolbte Externseite. Der Übergang Flanke – Externseite vollzieht sich allmählich.

Die UR sind kräftig, hoch und verbreitern sich gegen den Rippenspaltpunkt auf 0,5 der Wh. Sie beginnen rursiradiat auf der Nabelwand, biegen am Nabelrand nach vorn und verlaufen rectiradiat und gerade uber die Flanke. Sie spalten in 2–4 stumpte SR. Zwischen den Rippeneinheiten sind je 2 Schaltrippen vorhanden. Die SR verlaufen gerade oder leicht nach vorn gebogen über die Externseite.

Bemerkungen: Das Windungsbruchstück läßt sich gut mit *Katroliceras pottingeri* (Sowerby) in Futterer (1894, Taf. 1 = Spath 1931, Taf. 102, Fig. 5) vergleichen. Es unterscheidet sich durch etwas höheren Wq und eine schmalere, gewölbtere Externseite.

Subdichotomoceras

Subdichotomoceras aff. *pseudoculubrinum modicum* Oloriz
Taf. 5, Fig. 3; Abb. 3.

v aff. 1978 *Subdichotomoceras pseudocolubrinus modicus* n. sub. sp. – Oloriz: 476, Taf. 55, Fig. 9.

Material: 1 unvollständig erhaltener Steinkern mit Wohnkammer und Endmundsaum und Abdruck (1957 II 455).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 455	60	26	43	19	32			20	2,1
	45	20	44	15	33	19	42	20	1,9
	30							18	

Beschreibung: Das Exemplar ist mäßig evolut. Die Nabelwand ist steil, im vorderen Bereich der Wohnkammer verflacht sie etwas. Der Nabelrand ist gerundet. Die Flanken sind flach bis leicht konvex und konvergieren gegen die Externseite. Der Übergang in die leicht gewolbte Externseite ist fließend. Der Wq der Endwindung ist so breit wie hoch, gerundet rechteckig bis oval (Abb. 3). Die größte Wb liegt in der Nähe des Nabelrandes. Der Endmundsaum besitzt ohrförmige Apophysen.

Die Berippung ist kräftig, ziemlich scharf. Die Zahl der UR steigt langsam mit zunehmendem Dm. Die Rippen sind meist biplikat, nur wenige sind ungespalten. Die Rippenspaltpunkte sind nicht gleich hoch, sie liegen zwischen 0,5 und 0,66 der Wh. Die Rippen beginnen auf der Nabelwand rectiradiat oder wenig rursiradiat. Sie verlaufen meist rectiradiat und gerade uber die Flanken. An Einschnurungen sind einige leicht konkave Rippen vorhanden, kurz vor dem Mundsaum einige schwach konvexe. Auf der Externseite sind die SR etwas nach vorn geschwungen. Die Einschnurungen (4–5 pro Umgang) sind schmal und tief.

Bemerkungen: Das Stück läßt sich mit den Formen vergleichen, die Oloriz (1978, 476, Taf. 55, Fig. 8–10) unter *Subdichotomoceras pseudocolubrinum* (Kilian) abbildet, insbesondere mit *S. pseudocolubrinum modicum* Oloriz. Diese Unterart ist evoluter, in der Berippung besteht jedoch weitgehende Übereinstimmung.

Subdichotomoceras sp.
Taf. 5, Fig. 4; Abb. 3

Material: 1 Exemplar mit $^1/_2$ Umgang Wohnkammer (1957 II 456), 1 Innenwindung (1957 II 457).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
1957 II 456	85	41	48	25	30	27	32	22	2,0
	68	33	47	19	29	24	36	18	2,0
	40							14	
1957 II 457	50	25	50	14	28	21	41	17	2,0
	40							16	1,8
	20							15	

Beschreibung: Die Stücke sind evolut. Die Nabelwand ist auf inneren Windungen steil, bei größerem Dm verflacht sie etwas. Der Nabelrand ist gerundet. Die Flanken sind bei geringerem Dm konvex, bei größerem Dm werden sie flacher. Sie konvergieren etwas gegen die Externseite. Der Übergang in die leicht gewölbte, relativ breite Externseite ist fließend. Der Wq ist breiter als hoch, auf inneren Windungen gerundet rechteckig bis nierenförmig, auf äußeren gerundet rechteckig bis oval (Abb. 3). Die größte Wb liegt in der Nähe des Nabelrandes. Der Endmundsaum ist nicht erhalten.

Die Berippung ist kräftig, wenig dicht und ziemlich starr. Die Zahl der UR steigt mit zunehmendem Dm. Die Rippen sind meist biplikat, nur wenige sind ungespalten. Die Rippenspaltpunkte liegen zwischen 0,5 und 0,6 der Wh. Die Rippen beginnen auf der Nabelwand rursiradiat, biegen am Nabelrand nach vorn und verlaufen dann rectiradiat bis schwach prorsiradiat. Sie sind gerade, gelegentlich leicht konkav. Die SR sind auf der Externseite gerade oder leicht vorwärts gebogen. Eine schwache mediane Eindellung ist auf den inneren Windungen vorhanden. Die Einschnürungen (4–5 pro Umgang) sind unterschiedlich tief und breit, auf inneren Windungen scheinen sie kräftiger ausgebildet zu sein als auf äußeren.

Bemerkungen: Die beiden Exemplare von Laisacker weisen habituell große Ähnlichkeit auf mit *Perisphinctes lacertosus* in Pavlow & Lamplugh (1892, Abb. S. 111 = *Subdichotomoceras lamplughi* Spath 1925, 120). Sie sind allerdings dichter berippt. Die von Spath (1927–1933) beschriebenen Arten dieser Gattung weisen im allgemeinen breitere Wq auf, ebenso die von Collignon (1960) bearbeiteten. *S.* aff. *pseudocolubrinum modicum* Oloriz ist etwas dichter berippt und involuter. Die von Oloriz (1978, 476–481, Taf. 55, Fig. 8–12) behandelten Formen sind durchwegs dichter berippt.

Lithacoceras

Lithacoceras sp.
Taf. 5, Fig. 2; Abb. 1, 3

v 1959 *Subplanites wheatleyensis* (Neaverson) – *pringlei* (Pruvost) – Barthel: 67 (pars).

Material: 1 großes, unvollständig erhaltenes Exemplar (max. Dm ca. 220 mm; 1957 II 452), 2 Windungsbruchstücke (1957 II 453, 454).

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%
1957 II 452	184	83	45	59	32	59	32
	129	51	40	47	36	40	31

Beschreibung: Die Art ist mäßig evolut. Die Nabelwand ist steil, der Nabelrand gerundet. Die Flanken sind leicht konvex bis flach und konvergieren gegen die Externseite. Der Übergang in die leicht gewölbte Externseite ist fließend. Der Wq bei Dm 129 mm ist etwas höher als breit, oval, bei Dm 220 mm etwa so breit wie hoch, oval (Abb. 1, 3). Die größte Wb liegt auf den inneren Windungen nahe beim Nabelrand, bei größerem Dm mehr gegen die Flankenmitte verschoben. Die Endmündung ist nicht erhalten.

Die Berippung ist auf den innersten Windungen kräftig, soweit zu erkennen, sind die Rippen biplikat. Bei Dm 100–110 mm sind biplikate Rippen vorhanden, zwischen die häufig ungespaltene eingeschaltet sind. Die SR überqueren die Externseite mehr oder weniger gerade. Auf der Wohnkammer (über 180 mm Dm) treten büschelförmige Rippeneinheiten auf mit bis zu 7 Spaltrippen und zusätzlichen Schaltrippen. Der undeutliche Spaltpunkt liegt innerhalb 0,5 der Wh. Die UR sind am Nabelrand kräftig, ziemlich hoch und verbreitern sich und verflachen gegen den Rippenspaltpunkt. Die SR sind auf der Externseite leicht vorgezogen.

Bemerkungen: Der Erhaltungszustand der Stücke ist so, daß eine artliche Zuordnung nicht möglich ist. Die inneren Windungen von Exemplar 1957 II 452 zeigen Ähnlichkeit mit denen von *Subplanites laisackerensis* n. sp. Das Windungsbruchstück 1957 II 454 weist auf der Flanke flache, breite UR auf, die in 3 SR aufspalten. Zwischen den Rippeneinheiten sind 1–3 Schaltrippen vorhanden. Gelegentlich ist eine Gabelung der SR zu beobachten. Auf dem Windungsbruchstück 1957 II 453 sind kräftige, am Nabelrand betonte und sich gegen die Externseite verflachende und verbreiternde UR vorhanden. SR sind nicht zu beobachten.

Perisphinctidae gen. et sp. indet.

Einige Perisphinctiden-Innenwindungen können keiner der vorstehend beschriebenen Arten eindeutig zugeordnet werden. Es lassen sich 3 Typen erkennen, die sich in Berippung, Nw und Wq unterscheiden.

Maße:	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	Wb	Wb%	UR	SR
Typ A									
1957 II 121	61	25	41	21	34	22	36	27	1,8
	46	19	41	16	35			24	1,9
	20							18	
1957 II 458	64	25	39	23	36			27	
Typ B									
1957 II 459	67	25	37	24	36	25	37	28	1,9
	56							25	
Typ C									
1957 II 460	53	19	36	23	43			31	1,9
	25	8	32	11	44			17	1,9
	10							12	

Typ A (1957 II 121, 458; Taf. 4, Fig. 4): Mäßig evolut. Wq gerundet rechteckig mit schwach gegen die Externseite konvergierenden Flanken. Externseite mäßig breit und leicht gewölbt. Rippen meist biplikat, wenige ungespalten. Spaltpunkte auf 0,5 der Wh. Einschnürungen (4 pro Umgang) kräftig, breit. Exemplar 1957 II 458 ganz gekammert, Exemplar 1957 II 121 mit $^3/_4$ Umgang Wohnkammer.

Typ B (1957 II 459; Taf. 2, Fig. 3): Wenig evolut. Wq oval mit flachen, gegen die Externseite konvergierenden Flanken. Externseite ziemlich schmal, leicht gewölbt. Rippen schwach konkav, meist biplikat, wenige ungespalten. Spaltpunkte auf 0,5–0,6 der Wh. Einschnürungen deutlich, schmal. Exemplar mit $^3/_4$ Umgang Wohnkammer.

Typ C (1957 II 460; Taf. 3, Fig. 3): Schwach involut. Wq innen gerundet rechteckig, außen oval bis hochoval mit flachen, gegen die Externseite konvergierenden Flanken. Externseite schmal, ziemlich flach. Rippen meist biplikat, einzelne ungespalten. Spaltpunkte auf 0,5, einzelne auf 0,3 der Wh. Einschnürungen kräftig, schmal. Exemplar mit $^3/_4$ Umgang Wohnkammer.

Zur Stratigraphie

Durch Funde von *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel) und *Gravesia gravesiana* (Orbigny) (Barthel 1959) konnte das Alter der Riffkalke von Laisacker auf unteres Untertithon festgelegt werden.

Es bleibt aufgrund der gesamten Ammonitenfauna zu untersuchen, welches Äquivalent der lithostratigraphischen Einheiten des Untertithon im Fränkischen Jura die Kalke von Laisacker darstellen. Bereits 1977 (Barthel & Schairer, 112) und 1979 (Schairer & Barthel, 25) haben wir daraufhingewiesen, daß es sich dabei wohl um das zeitliche Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke handelt, da in beiden die Häufigkeit von *Aspidoceras longispinum* (Sowerby) und *Neochetoceras steraspis* (Oppel) etwa gleich ist. Dazu weisen einige Varianten von *N. steraspis* aus den Kalken von Laisacker Ähnlichkeit zu dem früheren *N. praecursor* Zeiss auf. In Einklang damit steht die Abwesenheit von *N. mucronatum* Berckhemer & Hölder, das in den jüngeren Mörnsheimer Schichten mit *N. steraspis* gemeinsam vorkommt (Barthel & Schairer 1977, 111; 1978, 15). Auch scheint *A. longispinum* in den Mörnsheimer Schichten bereits seltener zu sein.

In den Kalken von Laisacker konnten *Taramelliceras prolithographicum* (Fontannes) und *Glochiceras lithographicum* (Oppel) nicht nachgewiesen werden. Beide sind in den Oberen Solnhofener Plattenkalken nicht allzu häufig, werden dann aber in den Mörnsheimer Schichten zum dominierenden Faunenelement. Exemplare von *Glochiceras solenoides* (Quenstedt) aus Laisacker sind wieder mit den Plattenkalken gut in Verbindung zu bringen, wo sie nicht selten sind. Von dort stammt auch der Holotypus zu Quenstedt (1849). In den hangenden Mörnsheimer Schichten hingegen ist die Art im Faunenspektrum nur sehr untergeordnet vertreten.

Das relativ häufige Vorkommen von *Sutneria eugyra* Barthel (Barthel 1959) in Laisacker und das Vorkommen von *Sutneria apora* (Oppel) (Ziegler 1974) in den Solnhofener Plattenkalken ist auffällig. Wie die Maße der Aptychen verdrückter Exemplare aus den Solnhofener Plattenkalken erkennen lassen, muß *S. apora* einen ähnlichen Wq gehabt haben wie *S. eugyra*. Die Identität beider Arten ist, wie bei vielen verdrückten Formen aus den Solnhofener Plattenkalken, nicht eindeutig zu belegen, aber durchaus

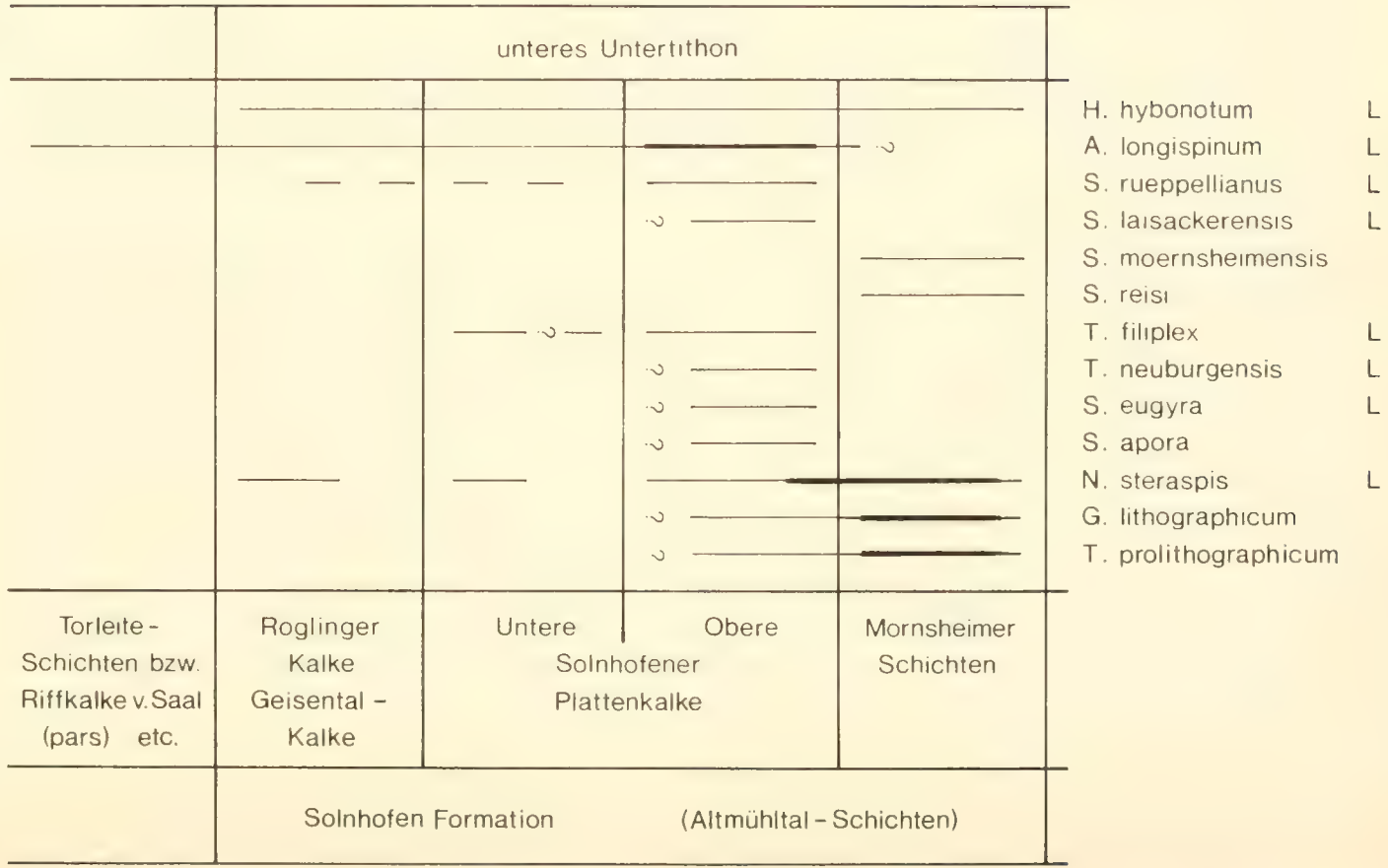


Abb. 4: Verbreitung einiger wichtiger Ammoniten-Arten im unteren Untertithon der südlichen Frankenalb. L: Funde von Laisacker.

möglich, auch wenn *S. apora* durchschnittlich etwas kleiner ist als *S. eugyra* (Ziegler 1974). Sutnerien aus Mörnsheimer Schichten scheinen sehr selten zu sein.

Die bisher gewonnenen stratigraphischen Erkenntnisse werden durch die Untersuchungen an den Perisphincten von Laisacker bekräftigt. So ist der grobberippte *Subplanites rueppellianus* (Quenstedt) eine Form der Solnhofener Plattenkalke, aus denen auch der Holotypus stammt (s. a. Zeiss 1968, 23). In den jüngeren Schichten sind überwiegend dichterberippte Arten wie *S. reisi* (Schneid), *S. moernsheimensis* (Schneid) angetroffen worden. *Torquatisphinctes filiplex* (Quenstedt), dessen Holotypus ebenfalls aus den Solnhofener Plattenkalken stammt, ist eine weitere Art, die den Kalken von Laisacker und den Solnhofener Plattenkalken gemeinsam ist. Über die Häufigkeit der Gattung *Torquatisphinctes* in jüngeren Ablagerungen ist noch zu wenig bekannt, um klare stratigraphische Aussagen machen zu können.

Der Vergleich der in den Kalken von Laisacker vorkommenden Ammoniten-Arten mit denen der Solnhofener Plattenkalke legt den Schluß nahe, daß die Riffkalke von Laisacker ein zeitliches Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke sind.

Schriftenverzeichnis

Barthel, K. W. (1959): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras.* – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **108:** 47–74, Taf. 5–6, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Barthel, K. W. & Schairer, G. (1977): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17:** 103–113, Taf. 9–10, 2 Abb.; München.

Barthel, K. W. & Schairer, G. (1978): Das Alter einiger Korallenriff- und Stotzenkalke des Oberjura entlang der Donau in Bayern. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 11–27, Taf. 1–2, 1 Abb.; München.

Berckhemer, F. & Hölder, H. (1959): Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Süddeutschlands. – Beih. geol. Jb., **35:** 3–135, Taf. 1–27, 89 Abb.; Hannover.

Collignon, M. (1960): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagaskar. Fasc. **6:** (Tithonique), Taf. 134–175; Tananarive (Serv. géol.).

Futterer, K. (1894): Beiträge zur Kenntnis des Jura in Ost-Afrika. – Z. deutsch. geol. Ges., **46,** 1: 1–49, Taf. 1–6; Berlin.

Ohmert, W. & Zeiss, A. (1980): Ammoniten aus den Hangenden Bankkalken (Unter-Tithon) der Schwäbischen Alb (Südwestdeutschland). – Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **9:** 5–50, Taf. 1–14, 3 Abb.; Freiburg i. Br.

Oloriz Saez, F. (1978): Kimmeridgiense – Tithonico inferior en el sector central de las Cordilleras Beticas (zona Subbetica). Paleontologia. Bioestratigrafia. – Tesis doctoral. Univ. Granada, **184,** I + II, 758 S., 57 Taf., 29 + 72 Abb.; Granada.

Pavlow, A. & Lamplugh, G. W. (1891): Argiles de Speeton et leurs équivalents. – Bull. Soc. Impér. Naturalist. Moscou, **3 + 4,** 212 S., Taf. 4–8 + 13–18; Moskau.

Quenstedt, F. A. (1845–1849): Petrefactenkunde Deutschlands. I. Die Cephalopoden. Text und Atlas, IV + 581 S., Taf. 1–36; Tübingen (Fues).

Quenstedt, F. A. (1887–1888): Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. III. Der Weiße Jura. Text und Atlas, 817–1140, Taf. 91–126; Stuttgart (Schweizerbart).

SCHAIRER, G. & BARTHEL, K. W. (1977): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. III. *Pseudaganides, Pseudonautilus (Bavarinautilus)* n. subgen. (Nautiloidea). – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **17:** 115–124, Taf. 11–12, 3 Abb.; München.

SCHAIRER, G. & BARTHEL, K. W. (1979): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. IV. *Aspidoceras* (Ammonoidea). – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **19:** 13–26, Taf. 3–4, 4 Abb.; München.

SCHNEID, TH. (1915–1916): Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstatt und Neuburg a. D. I. Stratigraphischer Teil. – Geogn. Jh., **27**, 1914: 59–172, Taf. 1–9; München 1915. Geogn. Jh., **28**, 1915: 1–61, 1 Abb.; München 1916.

SPATH, L. F. (1925): On the collection of fossils and rocks from Somaliland made by Messrs B. K. N. Wyllie, B. Sc., F. G. S., and W. R. Smellie, D. Sc., F. R. S., Ed. Part VII: Ammonites and Aptychi. – Monogr. geol. depart. Hunterian Mus., Glasgow Univ.: 111–164, Taf. 15–16, 12 Abb.; Glasgow.

SPATH, L. F. (1927–1933): Revision of the Jurassic Cephalopod fauna of Kachh (Cutch). – Paleont. Indica, N. S., **9**, Mem. 2, Text und Atlas: 1–945, Taf. 1–130, 9 Abb., 2 Tab.; Calcutta.

ZEISS, A. (1968): Untersuchungen zur Palaontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F., **132:** 1–190, 27 Taf., 17 Abb., 6 Tab.; München.

ZIEGLER, B. (1974): Über den *Ammonites aporus* OPPEL. – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **9:** 1–6, 7 Abb.; Stuttgart.

Tafelerläuterungen

Soweit nichts anderes angegeben, stammen die Stücke von Laisacker und sind in natürlicher Größe widergegeben. Phot. F. HÖCK.

Tafel 1

Fig. 1–2: *Torquatisphinctes filiplex* (QUENSTEDT).
- 1: Exemplar mit Rest der Wohnkammer. 1957 II 433 (dazu Abb. 2).
- 2: Exemplar mit Teil des Mundsaumes. Solnhofener Plattenkalke. Hummelberg bei Solnhofen. 1960 I 246.

Tafel 2

Fig. 1–2: *Torquatisphinctes neuburgensis* n. sp.
- 1: Holotypus. Rest der Wohnkammer mit Mundsaum. 1957 II 122 (dazu Abb. 2).
- 2: Exemplar mit $^1/_2$ Umgang Wohnkammer. 1957 II 436 (dazu Abb. 2).

Fig. 3: Perisphinctidae gen. et sp. indet., Typ B. 1957 II 459.

Tafel 3

Fig. 1–2: *Subplanites rueppellianus* (QUENSTEDT).
- 1: Außenwindung (Wohnkammer) montiert mit Plastikausguß der Innenwindungen (seitenverkehrt). 1957 II 439 (dazu Abb. 1).
- 2: Außenwindung mit Plastikausguß der Innenwindungen. $^1/_2$ Umgang Wohnkammer erhalten. 1957 II 440 (dazu Abb. 3).

Fig. 3: Perisphinctidae gen. et sp. indet., Typ C. $^3/_4$ Umgang Wohnkammer erhalten. 1957 II 460. 3a: Außenwindung. 3b: Plastikausguß der inneren Windungen (seitenverkehrt).

Tafel 4

Fig. 1–3: *Subplanites laisackerensis* n. sp.
1: Holotypus. 1957 II 444. 1a: Teil der Außenwindung, Wohnkammer (dazu Abb. 3). 1b: Plastikausguß der Innenwindungen (seitenverkehrt).
2–3: Jugendliche Exemplare mit Wohnkammerresten. 2: 1957 II 447. 3: 1957 II 445.

Fig. 4: Perisphinctidae gen. et sp. indet., Typ A. Exemplar mit $^3/_4$ Umgang Wohnkammer. 1957 II 121.

Tafel 5

Fig. 1: Perisphinctidae gen. et sp. indet. REM-Aufnahme einer Septalfläche. 1957 II 461. × 11.

Fig. 2: *Lithacoceras* sp. Exemplar mit Wohnkammerresten. 1957 II 452 (dazu Abb. 1, 3). × 0,5.

Fig. 3: *Subdichotomoceras* aff. *pseudocolubrinum modicum* OLORIZ. 1957 II 455 (dazu Abb. 3). Plastikausguß.

Fig. 4: *Subdichotomoceras* sp. Exemplar mit $^1/_2$ Umgang Wohnkammer. 1957 II 456 (dazu Abb. 3).

Fig. 5: *Katroliceras* sp. Bruchstück der Wohnkammer. 1957 II 138 (dazu Abb. 3).

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	21	23–39	München, 31. 12. 1981

Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordostiran (Koppeh-Dagh)

Von Kazem Seyed-Emami & Ali Asghar Aryai*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 6–9

Kurzfassung

Zum ersten Mal werden aus dem unteren Cenoman von iranisch-Koppeh-Dagh drei Arten von *Hypoturrilites*, zwei Arten von *Mariella*, zwei Unterarten von *Hyphoplites*, fünf Unterarten von *Schloenbachia* und vier Arten von *Mantelliceras* beschrieben. Diese zeigen nahe Verwandtschaft zu nordwesteuropäischen Formen. Vor allem das häufige Auftreten von typisch borealen Gattungen wie *Hyphoplites* und *Schloenbachia* ist auffallend.

Abstract

For the first time Lower Cenomanian ammonites are described from the Iranian Koppeh-Dagh. These comprise three species of *Hypoturrilites*, two species of *Mariella*, two subspecies of *Hyphoplites*, five subspecies of *Schloenbachia* and four species of *Mantelliceras*.

These show close relationship to the faunas from NW-Europe. Specially the relative frequent appearance of typical boreal forms as *Hyphoplites* and *Schloenbachia* is remarkable.

Einführung

Die geologischen Untersuchungen im iranischen Koppeh-Dagh (Koppet-Dagh) haben erst sehr spät begonnen. Die ersten zusammenhängenden Berichte gehen auf die Zusammenfassung von Clapp (1940) zurück, der zugleich eine geologische Karte des Gebietes aus den Aufnahmen von Amiranian Oil Co. in den Jahren 1937–38 veröffentlicht hat. Später wurde das Gebiet, vor allem wegen Gas- und Ölvorkommen, eingehend von den Geologen der N. I. O. C. untersucht. Diese Ergebnisse sind meist als interne Reports abgefaßt und nur in kleinen Auszügen veröffentlicht (Ashar-Harb, 1969; Kalantari, 1969).

*) Prof. Dr. K. Seyed-Emami, University of Tehran, Faculty of Engineering Tehran/Iran; Prof. Dr. A. A. Aryai, University of Mashhad, Faculty of Sciences, Mashhad/Iran.

Eine eingehende und umfassende geologische Untersuchung des Koppeh-Dagh-Gebietes mit geologischen Karten 1:250000 wurde von Afshar-Harb (1979) im Rahmen einer Doktorarbeit vorgelegt. Die vorliegenden Ammoniten wurden aus einer Folge von glaukonitischen Sandsteinen und Tonschiefern (Aitamir Formation: Afshar-Harb, 1969, 1979) etwa 250 m ostlich des Dorfes Qorqoreh (NW des Mozduran-Paßes und etwa 120 km östlich von Mashhad) aufgesammelt (Abb. 1). Die Aitamir Formation erlangt im westlichen Koppeh-Dagh eine Mächtigkeit bis zu 1000 m. Nach Osten zu nimmt jedoch die Machtigkeit ab und beträgt nördlich von Mozduran nur noch etwa 400 m (Afshar-Harb, 1979). Die Ammoniten stammen aus einer etwa 3 m mächtigen, glaukonischen Kalkbank östlich von Qorqoreh. Da jedoch der größte Teil der Aitamir Formation hier durch Alluvium verdeckt ist, kann man die Position der Kalkbank innerhalb der Aitamir Formation nicht ausmachen. Jedoch kann man durch Vergleich mit den Profilen im Westen (so NW-Taherabad, ca. 60 km NNE-Mashhad) (Abb. 1) schließen, daß die Ammoniten aus den höchsten Partien der Aitamir Formation kommen.

Das Belegmaterial befindet sich in der Sammlung der Technischen Fakultät der Universität von Tehran.

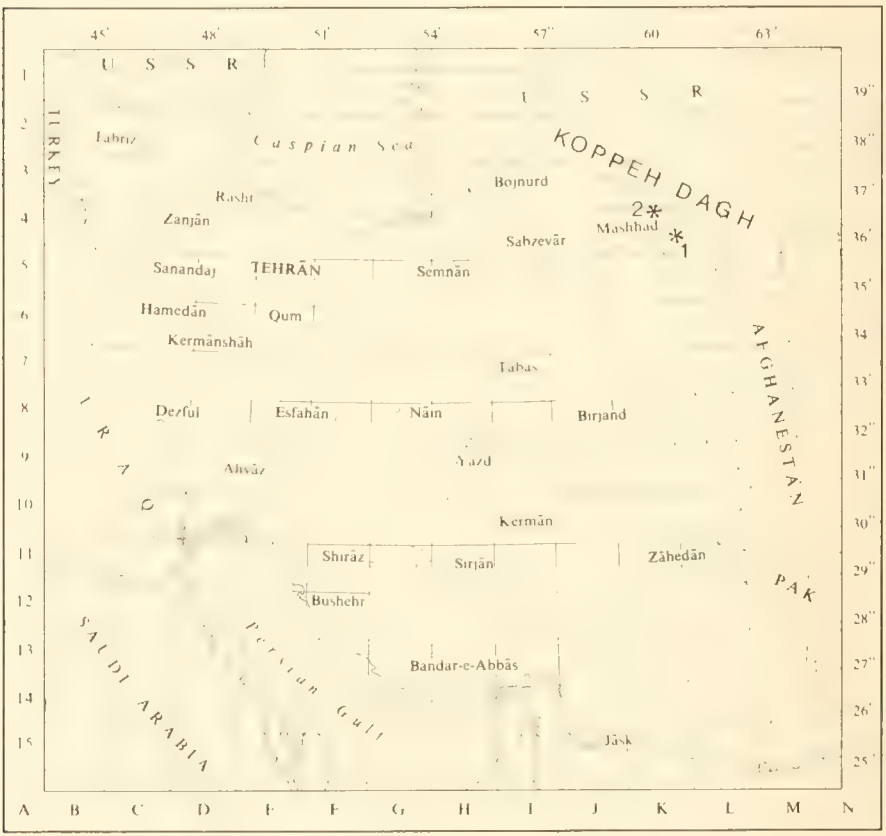


Abb. 1: Geographische Übersichtskarte (1 = Qorqoreh; 2 = Taherabad).

Systematik

Familie Turrilitidae Meek, 1876

Genus *Hypoturrilites* Dubourdieu, 1953

Hypoturrilites gravesianus (d'Orbigny)
Taf. 6, Fig. 1, 2

1842 *Turrilites gravesianus* d'Orb.-Orbigny, S. 596, Taf. 144, Fig. 3–5.
1963 *Hypoturrilites gravesianus* (d'Orb.).-Renz, S. 1091, Taf. 1, Fig. 1a, b.
1971 *Hypoturrilites gravesianus* d'Orbigny.-Kennedy, S. 21, Taf. 6, Fig. 11 (pars), 12; Taf. 10, Fig. 4, 5.
1979 *Hypoturrilites gravesianus gravesianus* (d'Orbigny, 1842).-Kennedy et al., S. 15, Taf. 1, Fig. 8.

Ausführliche Beschreibung und Synonymie-Liste in Kennedy (1971, S. 21) und Kennedy et al. (1979, S. 15).

Material: 5 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-60, 62, 64, 65, 70.

Beschreibung: Linksgewundenes Gehäuse mit rundlich-quadratischem Windungsquerschnitt. Die Skulptur besteht aus vier Knotenreihen. Die oberste Reihe, die etwa auf der Windungsmitte sitzt, besteht pro Umgang aus 12 rundlichen, kräftigen Knoten. Die unteren Reihen bestehen aus etwa doppelt so vielen, länglichen, schwachen und dicht übereinanderstehenden Knoten. Vor allem die beiden untersten Knotenreihen stehen sehr dicht beieinander. Auf der Basalseite sitzen radiale Rippen, die an den Knoten der untersten Reihe enden.

Bemerkungen: Die untersten zwei Knotenreihen sitzen gewöhnlich sehr dicht beieinander, so daß bei einigen Ex. (A-64, 70) nur drei Knotenreihen zu sehen sind; dies mag allerdings teilweise durch die Erhaltung bedingt sein.

Vorkommen: *H. gravesianus* ist eine weitverbreitete Art und aus dem unteren Cenoman von Europa, Nord- und Südostafrika und Zentraliran bekannt.

Hypoturrilites cf. *tuberculatus* (Bosc)
Taf. 6, Fig. 7a–b

cf. 1971 *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc). – Kennedy, Taf. 6, Fig. 11 (pars); Taf. 42, Fig. 2.

Material: 1 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-67.

Beschreibung: Linksgewundene Form mit drei Knotenreihen. Die oberste Reihe besteht aus etwa 18 kräftigen, rundlich-radialen Knoten. Die Knoten auf den unteren zwei Reihen sind etwa halb so kräftig wie die der obersten Reihe. Auf drei Knoten der obersten Reihe kommen in den unteren Reihen etwa vier Knoten. Auf der Basis sitzen kräftige, radiale Rippen, die an den Knoten der untersten Reihen enden. Diese Knoten verursachen auf dem Gewinde der darauffolgenden Windungen kräftige Einkerbungen.

Vorkommen: Untercenoman.

Hypoturrilites mantelli (Sharpe)
Taf. 6, Fig. 4

1857 *Turrilites Mantelli*, Sharpe. – Sharpe, S. 63, Taf. 25, Fig. 5–6.
1963 *Hypoturrilites mantelli* (Sharpe). – Renz, S. 1092, Taf. 1, Fig. 4, 9a–b.
1971 *Hypoturrilites mantelli* (Sharpe). – Kennedy, S. 22, Taf. 7, Fig. 1, 5a–b.

Ausführliche Synonymie-Liste bei Kennedy (1971, S. 24).

Material: 1 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-66.

Beschreibung: Zu $^3/_4$ erhaltene, linksgewundene Windung mit etwa quadratischem Windungsquerschnitt. Die Skulptur besteht aus vier Knotenreihen. Die oberste Reihe sitzt kurz unterhalb der Flankenmitte und besteht aus länglich-transversalen Knoten (bei $^3/_4$ des Umganges wurden 19 Knoten gezählt). Die Knoten auf den unteren drei Reihen sind länglich-spiral und deutlich schwächer als die der obersten Reihe, aber zahlenmäßig etwa gleich. Die untersten zwei Knotenreihen stehen sehr dicht beieinander. Auf der Basis sitzen radiale Rippen, die an den Knoten der untersten Reihe enden.

Bemerkungen: *H. mantelli* unterscheidet sich von der sehr nahe stehenden Art *H. tuberculatus* (Bosc) allein durch die größere Anzahl von Knoten auf der obersten Reihe. Bei den vorliegenden Ex. wie denjenigen aus dem Neuburger Jura (Renz, 1963, S. 1093) entspricht die Zahl der Knoten auf der obersten Reihe etwa die der unteren Reihen.

Vorkommen: Untercenoman von NW-Europa, Schweiz, Polen und Madagaskar.

Gattung *Mariella* Nowak, 1916

Mariella dorsetensis (Spath)
Taf. 6, Fig. 5, 6a–b

1857 *Turrilites Bergeri, Brongniart.* – Sharpe, S. 65 (pars), Taf. 26, Fig. 11.
1926 *Paraturrilites dorsetensis* (Spath. – Spath, S. 429.
1979 *Mariella (Mariella) dorsetensis* (Spath, 1926). – Kennedy et al., S. 18, Taf. 1, Fig. 9.
Ausführliche Synonymie-Liste bei Kennedy et a. (1979, S. 18).

Material: 4 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-63, 68, 69, 71.

Beschreibung: Linksgewundene Formen mit quadratisch bis rundlichem Windungsquerschnitt. Die Skulptur besteht aus vier äquidistanten Knotenreihen (etwa 20 Knoten per Umgang). Die Knoten der obersten Reihe sind rundlich und etwas kräftiger ausgebildet als die der unteren Reihen. Die Knoten der dritten Reihe sind leicht transversal-länglich. Die Knoten der vierten Reihe (Unterseite) sitzen sehr dicht bei denen der dritten Reihe und sind durch schwache, radiale Rippen mit dem Nabel verbunden.

Bemerkungen: Auf die enge Beziehung und eventuelle Synonymie mit *M. lewesiensis* (Spath) sind bereits Kennedy (1971, S. 28), Klinger & Kennedy (1978) und Kennedy et al. (1979, S. 19) eingegangen.

Vorkommen: Untercenoman von NW-Europa, Schweiz, Madagaskar, Zululand und Zentraliran.

Mariella cf. *dorsetensis* (Spath)
Taf. 6, Fig. 3

Material: 1 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-61.

Beschreibung: Wie *M. dorsetensis,* jedoch soweit sichtbar mit nur drei Knotenreihen. Dies kann allerdings auch durch die Erhaltung bedingt sein.

Familie Hoplitacea H. Douvillé, 1890

Genus *Hyphoplites* Spath, 1922

Hyphoplites arausionensis arausionensis (Hébert & Munier-Chalmas)
Taf. 6, Fig. 8a–c

1875 *Ammonites arausionensis*, n. sp. – Hébert & Munier-Chalmas, S. 115 (pars), Taf. 4, Fig. 5.
1949 *Hyphoplites arausionensis* (Hébert and Munier-Chalmas). – Wright & Wright, S. 491, Taf. 32, Fig. 2–4.
1971 *Hyphoplites arausionensis arausionensis* (Hébert et Munier-Chalmas. – Kennedy, S. 43 (pars), Taf. 15, Fig. 4 (Wiedergabe des Holotyps).

Material: 1 Ex. aus N-Mozduran (E-Mashhad): A-57.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK
A-57	30	24	48	36	10	11 (halber Umgang)

Beschreibung: Flacher *Hyphoplites* mit rechteckigem Windungsquerschnitt, seichter Externfurche und steiler Nabelwand. Die Skulptur besteht aus schwachen, proversen Umbilikalknoten und unteren schwächeren und oberen, kräftigeren und länglichen Marginalknoten. Je zwei aufeinanderfolgende Marginalknoten sind durch undeutlich-stumpfe, falcoide Rippen mit einem Umbilikalknoten verbunden.

Bemerkungen: Die Unterschiede zu *H. arausiensis crassofalcatus* sind dort angeführt.

Vorkommen: *H. arausiensis arausiensis* scheint eine seltene Unterart zu sein und ist bislang aus dem unteren Cenoman von England und der Schweiz bekannt.

Hyphoplites arausionensis crassofalcatus (Semenow)
Taf. 6, Fig. 9a–c, 10a–c, 11a–b

1853 *Ammonites falcatus*, Mantell. – Sharpe, S. 21 (pars), Taf. 7, Fig. 8a–b.
1853 *Ammonites curvatus*, Mantell. – Sharpe, S. 49, Taf. 23, Fig. 1a–b.
1899 *Hoplites crassofalcatus* n. sp. – Semenow, S. 199.
1949 *Hyphoplites crassofalcatus* (Semenow). – Wright & Wright, S. 490, Taf. 32, Fig. 1, 5–6, 8.
1951 *Hyphoplites crassofalcatus* (Semenow). – Wright & Wright, S. 21.
1976 *Hyphoplites arausionensis arausionensis* (Hébert et Munier-Chalmas. – Juignet & Kennedy, S. 75, Taf. 6, Fig. 8–9, 16a–b.
1979 *Hyphoplites arausionensis arausionensis* (Hébert et Munier-Chalmas). – Kennedy et al., S. 27, Taf. 2, Fig. 2, 8.

Material: 7 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-50/56.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK
A-52	23	28	45	44	8	9 (halber Umgang)
A-51	25	30	45	40	8	8 (halber Umgang)
A-53	27	30	43	44	8	8 (halber Umgang)
A-54	27	32	43	45	8	8 (halber Umgang)
A-50	30	28	45	47	9	8 (halber Umgang)

Beschreibung: Mäßig evolute *Hyphoplites* mit quadratischem Windungsquerschnitt und einer mäßig breiten, deutlich umsäumten Externfurche, und senkrechter Nabelwand.

Die Skulptur (zwischen 10 und 30 mm Durchmesser) besteht aus dornartigen Umbilikalknoten (etwa 8 per Umgang) und etwa zweimal so viele dicht übereinander stehende, länglich-clavate untere und obere Marginalknoten. Je ein Umbilikalknoten ist durch undeutliche Erhebungen mit zwei aufeinanderfolgenden Marginalknoten verbunden. Hier und da treten zwischen den Knoten um den Nabel eine oder zwei feine Rippen auf, die zu den Marginalknoten ziehen. Bei einem Durchmesser über 30 mm treten diese feinen Rippen häufiger und in einer größeren Anzahl (3–4) auf.

Bemerkungen: Von *H. arausionensis arausionensis*, mit der die Unterart eng verbunden ist, unterscheidet sich *H. arausionensis crassofalcatus* deutlich durch einen größeren Nabel, größere Windungsbreite und kräftiger ausgebildete Umbilikal- und Marginalknoten. Auf die enge Verwandtschaft zu *H. curvatus* (Mantell) sind bereits Wright & Wright (1949, S. 490) und Kennedy et al. (1979, S. 27) eingegangen. Innenwindungen beider Arten können schwer auseinander gehalten werden. So z. B. stellen die auf Taf. 6, Fig. 9 und 11 abgebildeten Exemplare solche Übergangsformen zu *H. curvatus* dar.

Vorkommen: Untercenoman von NW-Europa, ostkaspischem Bereich und Zentraliran.

Familie Schloenbachiidae Parona & Bonarelli, 1897

Genus *Schloenbachia* Neumayr, 1875

Schloenbachia varians varians (Sowerby)

Taf. 8, Fig. 1a–c, 4a–b

1817 *Ammonites varians*. – Sowerby, S. 169, Taf. 176 (pars).
1853 *Ammonites Coupei*, Brong. – Sharpe, S. 23, Taf. 8, Fig. 2 (nur).
1951 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby). – Wright & Wright, S. 22.
1954 *Schloenbachia varians* var. *tetramata* (J. de C. Sowerby). – Donovan, S. 12, Taf. 2, Fig. 1a–b.
1959 *Schloenbachia coupei* (Brongiart). – Najdin & Shimanskij, S. 192, Taf. 7, Fig. 6.
1963 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby). – Renz et al., S. 1098, Taf. 1, Fig. 10a–b.
1969 *Schloenbachia* sp. – Kennedy, Taf. 17, Fig. 2.
1970 *Schloenbachia varians* (Sowerby, 1817). – Marcinowski, S. 436, Taf. 4, Fig. 3a–b.
1972 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby). – Hancock et al., Taf. 81, Fig. 5a–c.
1973 *Schloenbachia varians* (Sowerby). – Balan, S. 73, Taf. 1, Fig. 3a–d.
1976 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby). – Juignet & Kennedy, S. 78 (pars), Taf. 8, Fig. 2a–b, 3a–b, 6a–b.
1976 *Schloenbachia coupei* (Brongiart). – Juignet & Kennedy, S. 78 (pars), Taf. 9, Fig. 1–9.
1976 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby). – Kennedy & Hancock, Taf. 3, Fig. 1A, 1B (= Lectotyp).
1979 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby, 1817). – Kennedy et al., S. 31 (pars), Taf. 3, Fig. 5–7 (nur!).
1979 *Schloenbachia varians varians* (J. Sowerby). – Wiedmann & Schneider, S. 665, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 1–3.

Material: 3 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-28, 30, 31.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK
A-31	25	~32	~44	~44	12	–
A-30	30	29	44	46	12	–

Beschreibung: Mäßig involute *Schloenbachia* mit sechseckigem Windungsquerschnitt und einem kräftigen Kiel. Die Windungsbreite (zwischen den Rippen) entspricht etwa der Windungshöhe. Die Skulptur besteht aus Rippenstielen, die undeutlich auf der steilen Nabelwand ansetzen. Kurz über dem Nabel gehen diese in dornartige Knoten über. Von diesen strahlen zwei undeutliche Rippen aus, die meistens an dornartigen, nach außen gerichteten, clavaten Marginalknoten enden. Von den Marginalknoten strahlen kurze, jäh nach vorne biegende Rippen aus, die bald, vor dem Erreichen des Kieles, ausklingen.

Bemerkungen: *S. varians* ist seit Sowerbys Zeiten wegen ihrer großen Variabilität bekannt und hat den Bearbeitern dieser Gattung große Verwirrung bereitet. Deshalb möchte man hoffen, daß die angekündigte Monographie von Hancock Klarheit verschafft. Auch bei dem vorliegenden Material kann man diese Variabilität mit allen möglichen Übergangsformen beobachten, die sich in fünf Unterarten aufteilen lassen (siehe auch Wiedmann & Schneider, 1979). Ein Zusammenfassen dieser „Morphotypen" unter einer einzigen Art im Sinne von Juignet & Kennedy (1976) und Kennedy et al. (1979) scheint mir nicht gerechtfertigt.

S. coupei Brongiart (1822, Taf. N, Fig. 3), auch in dem Falle, daß es sich um eine jüngere, mittelcenomane Art handeln sollte, betrachte ich in Übereinstimmung mit Stieler (1922, S. 30), Spath (1938, S. 543) und Renz (1963, S. 1099) als synonym zu *S. varians varians*. Auch *S. tetramata* Sowerby (1828, Taf. 587, Fig. 2) ist wahrscheinlich ein Synonym zu *S. varians varians*.

Vorkommen: Cenoman von Grönland, NW-Europa, Polen, Schweiz, Krim, ostkaspischem Bereich und Zentraliran.

Schloenbachia varians ventriosa Stieler
Taf. 8, Fig. 2a–b, 3a–b

1853 *Ammonites Coupei* Brong. var. *inflata*. – Sharpe, S. 24, Taf. 8, Fig. 1a–b.
1899 *Schloenbachia Coupei* Brong. – Semenow, S. 98, Taf. 2, Fig. 6a–b, 7–8.
1922 *Schloenbachia varians* Sow. sp. var. *ventriosa* n. n. – Stieler, S. 31.
1951 *Schloenbachia ventriosa* Stieler. – Wright & Wright, S. 22.
1969 *Schloenbachia* sp. close to *S. ventriosa*. – Kennedy, Taf. 17, Fig. 3.
1970 *Schloenbachia ventriosa* Stieler, 1922. – Marcinowski, S. 440, Taf. 4, Fig. 5a–b; Taf. 5, Fig. 1a–b.
1973 *Schloenbachia ventriosa* Stieler, 1922. – Balan, S. 68, Taf. 1, Fig. 1a–c.
1976 *Schloenbachia coupei* (Brongiart). – Juignet & Kennedy, S. 78 (pars), Taf. 8, Fig. 8a–b, 9a–b, 10a–c, 11a–c.
1979 *Schloenbachia varians ventriosa* Stieler. – Wiedmann & Schneider, S. 665, Taf. 9, Fig. 4; Textfig. 8D.

Material: 4 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-25-27, 29.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK
A-25	29	31	40	58	9	~17
A-26	41	32	41	50	10	–

Beschreibung: Mäßig involute *Schloenbachia* mit deutlich breiter als hohem Windungsquerschnitt und einem Kiel, der von mehr oder minder deutlichen Furchen begleitet wird. Die Skulptur besteht aus kraftigen, dornartigen Knoten, die um den Nabel sitzen und etwas schwacher ausgebildeten Marginalknoten. Kurze, manchmal undeutliche Rippenstiele, die auf der senkrechten Nabelwand ansetzen, sind vorhanden. Auch zwischen den Umbilikal- und Marginalknoten sind undeutlich-rippenartige Erhebungen zu erkennen. An den Enden der Marginalknoten sind kurze Fortsätze ausgebildet, die jäh nach vorne ziehen und an einer flachen Furche, die den Kiel umgibt, ausklingen.

Bemerkungen: Hierzu rechne ich Formen, die deutlich breiter als hoch sind. Die weniger aufgeblahten Exemplare konnen kaum von *S. varians varians* unterschieden werden.

Vorkommen: wie *S. varians varians*.

Schloenbachia varians subtuberculata (SHARPE)
Taf. 7, Fig. 6a–b, 7a–c, 8a–b.

1853 *Ammonites varians* SOWERBY var. *subtuberculata*. – SHARPE, S. 22, Taf. 8, Fig. 5a–c, 6a–b.
1899 *Schloenbachia subtuberculata* SHARPE. – SEMENOW, S. 101, Taf. 3, Fig. 3.
1938 *S. subtuberculata* (SHARPE). – SPATH, S. 546.
1951 *Schloenbachia subtuberculata* (SHARPE). – WRIGHT & WRIGHT, S. 22.
1954 *Schloenbachia subtuberculata* (SHARPE). – DONOVAN, S. 9, Taf. 1, Fig. 3a–b, 4, 8.
? 1963 *Schloenbachia subtuberculata* (SHARPE). – RENZ, S. 1097, Taf. 2, Fig. 1a–c.
1972 *Schloenbachia varians* aff. var. *subtuberculata* (SHARPE). – HANCOCK et al., S. 446, Taf. 81, Fig. 7a–c.
1976 *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY). – JUIGNET & KENNEDY, S. 78 (pars), Taf. 8, Fig. 1a–c, 4a–b, 5a–b.
1979 *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY, 1817). – KENNEDY et al., S. 31 (pars), Taf. 4, Fig. 2a–c, 4a–b, 5a–b.
1979 *Schloenbachia varians subtuberculata* (SHARPE). – WIEDMANN & SCHNEIDER, S. 665, Taf. 1, Fig. 2; Taf. 7, Fig. 6; Taf. 8, Fig. 2; Textfig. 8C.

Material: 1 Ex. aus NW-Taherabad (ca. 60 km NNE-Mashhad): 78-SE-Moj-8; 5 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-32, 33, 35, 41, 42.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK
78-SE-Moj-8	34	28	47	37	14	>21

Beschreibung: Mäßig involute *Schloenbachia* mit sechseckigem, deutlich höher als breitem Windungsquerschnitt. Die Skulptur besteht aus leicht geschwungenen Rippen, die undeutlich auf der steilen Nabelwand ansetzen. Unmittelbar über dem Nabel und im inneren Flankendrittel sind auf den Rippen kleine, scharfe Knoten ausgebildet. Die Rippen enden an kraftiger ausgebildeten, schwach-clavaten Marginalknoten. Jeweils eine Schaltrippe, die in der Hohe der Flankenknoten ansetzt (manchmal als Gabelung) ist

vorhanden; auch diese enden an den Marginalknoten. An den Enden der Marginalknoten sind kurze Fortsätze ausgebildet, die jäh nach vorne biegen und vor dem Erreichen des Kieles ausklingen.

Vorkommen: Wie *S. varians varians*.

Schloenbachia varians subvarians Spath
Taf. 7, Fig. 2a–b, 4a–c, 5a–b

1853 *Ammonites varians* Sow. Var. *intermedia*. – Sharpe, S. 23, Taf. 8, Fig. 7a–b.
1926 *Schloenbachia subvarians* sp. nov. – Spath, S. 81.
1951 *Schloenbachia subvarians* Spath. – Wright & Wright, S. 22.
1954 *Schloenbachia subvarians* Spath. – Donovan, S. 10, Taf. 1, Fig. 2a–b, 6, 7a–b.
1959 *Schloenbachia varians* (Sowerby). – Najdin & Schimanskij, S. 192, Taf. 7, Fig. 7–8.
1959 *Schloenbachia subvarians* Spath. – Cielinski, S. 59, Taf. 7, Fig. 3a–b, 4a–b.
1963 *Schloenbachia subvarians* Spath. – Renz et al., S. 1097, Taf. 1, Fig. 8a–b.
1970 *Schloenbachia subvarians* Spath, 1926. – Marcinowski, S. 437, Taf. 5, Fig. 5.
1973 *Schloenbachia subvarians* Spath, 1926. – Balan, S. 74, Taf. 2, Fig. 2a–f.
1976 *Schloenbachia varians* J. Sowerby. – Juignet & Kennedy, S. 78 (pars), Taf. 7, Fig. 4a–b, 5–6, 8–9.
1977 *Schloenbachia subvarians* Spath. – Seyed-Emami, S. 129.
1979 *Schloenbachia varians* (J. Sowerby, 1817). – Kennedy et al., S. 31 (pars), Taf. 3, Fig. 2a–b, 3a–b; Taf. 4, Fig. 3a–b.
1979 *Schloenbachia varians subvarians* Spath. – Wiedmann & Schneider, S. 665, Taf. 7, Fig. 3.

Material: 7 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-34, 36-40, 43, 45.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK (halber Umgang)
A-36	26,5	23	52	28	~15	12
A-45	32	22	~48	~31	14	12
A-40	28,5	~26	45	~29	16	13

Beschreibung: Flache, ziemlich involute *Schloenbachia* mit deutlich höher als breitem Windungsquerschnitt und deutlichen Externkanten. Die Nabelwand ist schräg bis steil. Die Skulptur besteht aus deutlich geschwungenen Rippen, die unmittelbar um den Nabel und kurz darauf, auf dem inneren Flankenviertel, kleine, rundliche Knoten aufweisen. Danach gabeln sich die Rippen. Alle Rippen enden an mäßig kräftigen, clavaten Marginalknoten. Im Laufe der Ontogenese ist eine deutliche Erweiterung des Nabels feststellbar.

Bemerkungen: *S. varians subvarians* zeigt wie die übrigen Unterarten der *varians*-Gruppe eine große Variabilität. Es sind Übergänge zu der gröber berippten *S. varians subtuberculata* und zu der feiner berippten *S. varians subplana* zu erkennen.

Vorkommen: Wie *S. varians varians*.

Schloenbachia varians subplana (Mantell)
Taf. 7, Fig. 1a–b, 3a–b

1822 *Ammonites varians* var. *subplana*. – Mantell, S. 116, Taf. 21, Fig. 2.
1853 *Ammonites varians* var. *subplana* Mantell. – Sharpe, S. 23, Taf. 8, Fig. 10a-c.
1951 *Schloenbachia subplana* (Mantell). – Wright & Wright, S. 23.

1972 *Schloenbachia varians* var. *subplana* (MANTELL). – HANCOCK et al., S. 446, Taf. 81, Fig. 4a–c, 6a–c.
1976 *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY) var. *subplana* MANTELL. – JUIGNET & KENNEDY, S. 78 (pars), Taf. 7, Fig. 4a–b, 5, 6a–b, ? 8.
1976 *Schloenbachia subplana* (MANTELL). – KENNEDY & HANCOCK, Taf. 3, Fig. 2a–b.
1979 *Schloenbachia varians subplana* (MANTELL). – WIEDMANN & SCHNEIDER, S. 665, Taf. 6, Fig. 1–5; Textfig. 8A.

Material: 2 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-44, 46.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)	UK	MK (halber Umgang)
A-46	31	~24	45	27	9(h.U.)	20
A-44	39	22	47	30	16	17

Beschreibung: Wie *S. varians subvarians*, jedoch etwas involuter und dichter berippt.

Bemerkungen: Die Unterschiede zu *S. varians subvarians* sind fließend. Vor allem das Ex. auf Taf. 7, Fig. 1 stellt eine Übergangsform zu *S. varians subvarians* dar.

Vorkommen: Wie *S. varians varians*.

Familie Acanthoceratidae HYATT, 1900

Genus *Mantelliceras* HYATT, 1900

Mantelliceras mantelli (SOWERBY)
Taf. 8, Fig. 5a–c

1814 *Ammonites Mantelli* SOWERBY. – SOWERBY, S. 119, Taf. 55 (nur das Bild unten).
1963 *Mantelliceras (Mantelliceras) mantelli* (J. SOWERBY). – RENZ et al., S. 1100, Taf. 2, Fig. 3a–b; Taf. 4, Fig. 4a–b, 5a–b, 6a–b.
1971 *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY). – KENNEDY, S. 54, Taf. 17, Fig. 9a–c, 10a–c; Taf. 20, Fig. 2; Taf. 23, Fig. 2a–b.
1972 *Mantelliceras (Mantelliceras) mantelli* (SOWERBY). – THOMEL, S. 37, Taf. 10, Fig. 3–4, 5–7, 8, 9–10, 11–12; Taf. 11, Fig. 1, 5–6, 7–8.
1976 *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY). – JUIGNET & KENNEDY, S. 86, Taf. 12, Fig. 2a–c; Taf. 13, Fig. 6a–b; Taf. 17, Fig. 4a–b.
1977 *Mantelliceras mantelli* (SOWERBY). – SEYED-EMAMI, S. 129.
1979 *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY, 1814). – KENNEDY et al., S. 32, Taf. 6, Fig. 1, 3; Taf. 8, Fig. 4.
1979 *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY, 1814). – IMMEL, S. 623, Taf. 2, Fig. 3–4.
Ausführliche Synonymie-Liste in RENZ et al. (1963) und KENNEDY (1971).

Material: 7 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-8/14.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)
A-8	50	29	44	46

Beschreibung: Mäßig involuter *Mantelliceras* mit achteckig bis quadratischem Windungsquerschnitt. Die Berippung besteht alternierend aus einer längeren und einer (manchmal auch zwei) kürzeren Rippe. Die langen Rippen beginnen auf der senkrechten Nabelwand und tragen kleine Umbilikal-, Lateral- und untere und obere Marginalknoten. Die kürzeren Rippen setzen verschieden tief auf der Flanke an und tragen die unteren

und oberen Marginalknoten; ab und zu sind bei den kurzen Rippen schwache Flankenknoten ausgebildet. Auf den äußeren Windungen sind die Lateral- und die unteren Marginalknoten nur undeutlich zu erkennen.

Bei einem Durchmesser von 50 mm wurden 35 Rippen gezählt.

Bemerkungen: Für ausführliche Beschreibung und Abgrenzung gegen ähnliche Arten siehe THOMEL (1972).

Vorkommen: Untercenoman von Europa, Südrußland, N-Afrika, ? Madagaskar, Indien und Zentraliran.

Mantelliceras cantianum SPATH
Taf. 8, Fig. 6a–b; Taf. 9, Fig. 3a–b

1857 *Ammonites navicularis,* MANTELL. – SHARPE, S. 39, Taf. 18, Fig. 1–2.
1926 *Mantelliceras cantianum* SPATH. – SPATH, S. 82.
1971 *Mantelliceras cantianum* SPATH. – KENNEDY, S. 55, Taf. 18, Fig. 1a–c; Taf. 26, Fig. 1a–c, 5.
1976 *Mantelliceras cantianum* SPATH. – JUIGNET & KENNEDY, S. 87, Taf. 12, Fig. 1a–c, 4a–b; Taf. 13, Fig. 4a–c; Taf. 14, Fig. 5a–c; Taf. 22, Fig. 3a–b.
1977 *Mantelliceras cantianum* SPATH. – SEYED-EMAMI, S. 129.
1979 *Mantelliceras cantianum* SPATH. – KENNEDY et al., S. 33, Taf. 5, Fig. 3, 5; Taf. 7, Fig. 4.
Ausführliche Synonymie-Liste in KENNEDY (1971) und JUIGNET & KENNEDY (1976).

Material: 3 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-5/7.

Beschreibung: Mäßig evoluter *Mantelliceras* mit breit-ovalem, bedeutend breiter als hohem Windungsquerschnitt. Die Skulptur besteht alternierend aus langen und kurzen Rippen. Die langen Rippen beginnen auf der senkrechten Nabelwand und tragen über dem Nabel und kurz darauf auf der Flanke deutliche Knoten. Schwache innere und etwas stärkere äußere Marginalknoten sind angedeutet.

Bemerkungen: Für ausführliche Beschreibung und Abgrenzung gegen ähnliche Arten siehe JUIGNET & KENNEDY (1976) und KENNEDY et al. (1979).

Vorkommen: Untercenoman von Europa, Madagaskar, Japan, Texas und Zentraliran.

Mantelliceras tuberculatum (MANTELL)
Taf. 9, Fig. 4a–b, 5a–b

1822 *Ammonites Mantelli,* var. *tuberculatus.* – MANTELL, S. 114.
1857 *Ammonites Mantelli,* SOWERBY. – SHARPE, S. 40, Taf. 18, Fig. 6a–b.
1926 *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL). – SPATH, S. 82.
1963 *Mantelliceras (Mantelliceras) tuberculatum* (MANTELL). – RENZ et al., S. 1102, Taf. 3, Fig. 1a–b.
1971 *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL). – KENNEDY, S. 61, Taf. 24, Fig. 2a–b, 3, 4, 5a–b; Taf. 25, Fig. 1a–c.
1976 *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL). – JUIGNET & KENNEDY, S. 93, Taf. 13, Fig. 5a–c, Taf. 14, Fig. 2a, b, 3a–c; Taf. 19, Fig. 9a–b; Taf. 21, Fig. 4a–b.
1977 *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL). – SEYED-EMAMI, S. 129.
1979 *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL, 1822). – IMMEL, S. 625, Taf. 3, Fig. 2.
1979 *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL). – WIEDMANN & SCHNEIDER, S. 668, Taf. 9, Fig. 5.
Ausführliche Synonymie-Liste in KENNEDY (1971) und JUIGNET & KENNEDY (1976).

Material: 4 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-1/4.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)
A-2	27	28	43	50
A-1	38	34	42	52

Beschreibung: Relativ evoluter *Mantelliceras* mit breiter als hohem, oktogonalem Windungsquerschnitt. Die grobe Berippung besteht alternierend aus langen und kurzen Rippen. Die langen Rippen beginnen auf der senkrechten Nabelwand und tragen vier dornartige Knoten am Nabel, auf der Flankenmitte, an der inneren und äußeren Marginalseite. Die kurzen Rippen beginnen auf der Flankenmitte und tragen die inneren und äußeren Marginalknoten.

Bei einem Durchmesser von 38 mm wurden 25 Rippen gezählt.

Bemerkungen: Von der sehr ähnlichen Art *M. mantelli* unterscheidet sich *M. tuberculatum* durch gröbere Berippung und eine etwas größere Nabelweite.

Vorkommen: Untercenoman von Europa, Turkmenistan, N-Afrika, Madagaskar, ? Indien und Zentraliran.

Mantelliceras saxbii (Sharpe)
Taf. 8, Fig. 7, 8a–b; Taf. 9, Fig. 1a–c, 2a–c

1857 *Ammonites Saxbii*, Sharpe. – Sharpe, S. 45, Taf. 20, Fig. 3a–b.
1971 *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). – Kennedy & Hancock, S. 437, Taf. 79, Fig. 1–5; Taf. 80, Fig. 1–4; Taf. 81, Fig. 1, 4, 6–8; Taf. 82, Fig. 2, 4–5.
1977 *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). – Seyed-Emami, S. 129.
1979 *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). – Kennedy et al., S. 36, Taf. 7, Fig. 5.
1979 *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). – Wiedmann & Schneider, S. 670, Taf. 10, Fig. 3.
Ausführliche Synonymie-Liste in Kennedy & Hancock (1971).

Material: 15 Ex. aus Qorqoreh (E-Mashhad): A-15/29.

Maße:	D(mm)	N(%)	Wh(%)	Wb(%)
A-16	47	20	48	37
A-15	55	22	49	37

Beschreibung: Verhältnismäßig flaches, involutes *Mantelliceras* mit höher als breitem, rechteckig ovalem Windungsquerschnitt. Die Berippung besteht aus leichtgeschwungenen Hauptrippen, die knotenartig verdickt an der Nabelrundung beginnen und jeweils einer oder zwei kürzere Rippen, die undeutlich auf dem inneren Flankendrittel ansetzen. Alle Rippen enden an verhältnismäßig kräftigen, scharfen Marginalknoten und überqueren geradlinig die Externseite. Auf den Innenwindungen, bis etwa 20 mm Durchmesser, sind schwache, innere Marginalknoten ausgebildet.

Bei einem Durchmesser von 55 mm wurden 37 Rippen gezählt.

Bemerkungen: Für verwandtschaftliche Beziehungen und Abgrenzung gegenüber ähnlichen Arten siehe Kennedy & Hancock (1971) und Wiedmann & Schneider (1979).

Vorkommen: Untercenoman von Europa, Kaukasus und Zentraliran. Ähnliche Formen werden aus N-Afrika und Madagaskar angeführt.

Diskussion

Die hier beschriebenen Ammoniten stellen eine typisch untercenomane Fauna dar. Die Faunenzusammensetzung entspricht etwa den Zonen von *Hypoturrilites carcitanensis* und *Mantelliceras saxbii* von NW-Europa (Kennedy & Hancock, 1976).

Die Fauna zeigt enge Beziehungen zu NW-Europa und stimmt vollkommen mit der Fauna aus Zentraliran und der leider ungenügend beschriebenen Ammoniten-Fauna des angrenzenden transkaspischen Bereichs überein. Im Gegensatz zu NW-Europa, wo im tieferen Cenoman *Schloenbachia* zahlenmäßig bei weitem die übrigen Ammoniten-Gattungen überwiegt, scheint bei dem vorliegenden Material ein Gleichgewicht zwischen *Schloenbachia* und *Mantelliceras* zu bestehen. Bei dem Vorkommen von Zentraliran (SE-Esfahan) (Seyed-Emami et al., 1971; Seyed-Emami, 1977 und in Bearbeitung; Kennedy et al., 1979) überwiegt sogar *Mantelliceras* zahlenmäßig eindeutig über *Schloenbachia*.

Interessanterweise tritt *Schloenbachia* sogar mit der selben aus NW-Europa bekannten Variation (Juignet & Kennedy, 1976; Wiedmann & Schneider, 1979) sowohl im Zentral- als auch im Nordostiran auf. Paläobiogeographisch und in Hinsicht auf plattentektonischen Erwägungen ist das Auftreten von typisch borealen Gattungen wie *Hyphoplites* und *Schloenbachia* im Nordostiran und im Zentraliran (das südlichste Vorkommen der beiden Gattungen) von größter Bedeutung. Südlich der „Zagros Main Trust"-linie, abgesehen von einem zweifelhaften Bericht (James & Wynd, 1965, S. 2215) von *Schloenbachia* bei Kabir-Kuh, sind die beiden Gattungen bislang nicht bekannt geworden. Somit dürfte Zentral- und Nordiran zu diesem Zeitpunkt den südlichen Rand der Eurasia darstellen.

Danksagung

Die paläontologischen Untersuchungen zu der vorliegenden Arbeit erfolgten am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität von München. Ermöglicht wurden sie durch ein Stipendium der Alexander-von-Humboldt-Stiftung für K. Seyed-Emami. Es ist eine angenehme Pflicht, dem Leiter des Institutes, Herrn Prof. Dr. D. Herm und der Alexander-von-Humboldt-Stiftung den aufrichtigen Dank auszusprechen.

Herrn Dr. G. Schairer und allen anderen Institutsangehörigen, die stets mit Rat und Tat die Durchführung der Arbeit gefördert haben, sei ebenfalls herzlich gedankt. Nicht zum Schluß möchte ich Herrn E. Schmieja für seine wunderbare Präparationsarbeit und Herrn F. Höck für die Anfertigung der Bilder danken.

Der Druck dieser Arbeit wurde in dankenswerter Weise durch einen Kostenzuschuß der Alexander-von-Humboldt-Stiftung ermöglicht.

Schriftenverzeichnis

AFSHAR-HARB, A. (1969): History of oil exploration and brief description of the geology of the Sarakhs area and anticline of Khangiran. – Iran. Petroleum Inst. Bull., **37:** 89–94; Tehran (persisch).

AFSHAR-HARB, A. (1979): Stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Koppet-Dagh Region, Northern Iran. – Unpubl. Thesis Univ. London: 1–293.

BALAN, T. M. (1973): Schloenbachiidae des Cenomans der südwestlichen russischen Plattform. – Ministr. d. Vlksb. Moldav. SSr, 1973: 67–79, 2 Taf.; Kishinev.

BRONGIART, A. (1822): in CUVIER & BRONGIART: Description géologique des environs de Paris. – Nouv. éd., 1822, 8 + 428 S., 16 Taf.; Paris.

CIESLINSKI, S. (1959): The Albian and Cenomanian in the Northern Periphery of the Swiety Krzyz Mountains. – Inst. Geol. Prace, **28:** 1–95, 8 Taf.; Warschau.

CLAPP, F. G. (1940): Geology of eastern Iran. – Geol. Soc. Amer. Bull., **51**(1): 1–102, 13 Taf.; Washington.

DONOVAN, D. T. (1954): Upper Cretaceous Fossils from Traill and Geographical Society Øer, East Greenland. – Medd. om Gronland, **72** (6): 1–33, 3 Taf.; Kopenhagen.

DOUVILLE, H. (1890): Sur la classification des cératites de la Craie. – Bull. Soc. géol. France, **3** (18): 275–292; Paris.

DUBOURDIEU, G. (1953): Ammonites nouvelles des monts Mellègue. – Bull. Serv. Carte géol. Algerie, 1. Sér. Paléont., **16:** 76 S., 4 Taf.; Alger.

HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J. & KAUFMANN, H. (1972): Ammonites from the transgressive Cretaceous on the Rhenish Massif, Germany. – Paleontology, **15** (3): 445–449, Taf. 81; London.

HÉBERT, E. & MUNIER-CHALMAS, E. C. P. A. (1875): Terrain Crétacé supérieur en France. Fossiles du Bassin d'Uchaux. – Ann. Sci. Géol., **6**, 113–122, Taf. 4–6; Paris.

HYATT, A. (1900): Cephalopoda in: ZITTEL, K. A., Textbook of Paleontology, transl. Eastmann, C. R., 502–604; London.

IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS, Ser. A, No: 6: 607–644, 4 Taf.; Stuttgart.

JAMES, G. A. & WYND, J. G. (1965): Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. – A. A. P. G., Bull., **49** (12): 2182–2245; Tulsa.

JUIGNET, P. & KENNEDY, W. J. (1976): Faune d'ammonites et biostratigraphic comparée du Cénomanien du nord-oust de la France (Normandie) et du l'Angleterre. – Bull. Soc. Géol. Normandie et amis du mus. du Havre, **63**, Fasc. 2; 1–193, Taf. 1–34; Havre.

KALANTARI, A. (1969): Foraminifera from the Middle Jurassic-Cretaceous successions of Koppet-Dagh region (NE-Iran). – Natn. Iran. Oil Comp., **3:** 1–298, 26+4 Taf.; Tehran.

KENNEDY, W. J. (1969): The correlation of the Lower Chalk of South-East England. – Proc. Geol. Assoc., **80:** 459–560, Taf. 15–22; London.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from Southern England. – Paleontology Spec. Pap., **8:** 133 S., 64 Taf.; London.

KENNEDY, W. J., CHAHIDA, M. R. & DJAFARIAN, M. A. (1979): Cenomanian cephalopods from the Glauconitic Limestone southeast of Esfahan, Iran. – Acta Paleont. Polon., **24** (1): 3–50, Taf. 1–8; Warschau.

KENNEDY, W. J. & HANCOCK, J. M. (1976): The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. – Ann. Mus. Hist. nat. Nice, **4:** v. 1–v.72, 30 Taf.; Nice.

KLINGER, H. C. & KENNEDY, W. J. (1978): Turrilitidae (Cretaceous Ammonoidea) from South Africa, with a discussion of the evolution and limits of the family. – J. Moll. Stud. **44,** 1–48, 9 Taf.

MARCINOWSKI, R. (1970): The Cretaceous transgressive deposites east of Czestochowa (Polish Jura Chain). – Acta Geol. Polon., **20:** 413–449, Taf. 1–6; Warschau.

MEEK, F. B. (1876): in MEEK, F. B. & HAYDEN, F. V.: A report on the invertebrate Cretaceous and Tertiary fossils of the Upper Missouri Country. – U.S. Geol. Surv., **9:** 11+629, 45 Taf.; Washington.

D'ORBIGNY, A. (1840–42): Terrains Crétacés. I. Céphalopodes. – Paléont. Franc., 2 Bde, Text: 662 S., Atlas: 148 Taf.; Paris (Masson).

NAIDJDIN, D. P. & SHIMANSKIJ, W. H. (1959): in MOSKVIN, M. M.: Atlas der Oberkreide-Fauna des nördlichen Kaukasus und der Krim. – S. 161–220, Taf. 1–21; Moskau.

NEUMAYR, M. (1875): Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. – Z. dt. geol. Ges., **27:** 854–892.

NOWAK, J. (1916): Zur Bedeutung von Scaphites für die Gliederung der Oberkreide. – Verh. k. k. geol. Reichsanst., **3:** 55–67; Wien.

PARONA, C. F. & BONARELLI, G. (1897): Fossili albiani d'Escragnolles, del Nizzardo e della Ligura occidentale. – Palaeontogr. Ital. **2:** 53–112, Taf. 10–14; Pisa.

RENZ, O., LUTERBACHER, H. & SCHNEIDER, A. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cenomanien des Neuburger Jura. – Eclog. geol. Helv., **56;** 1073–1116, Taf. 1–9; Basel.

SEMENOV, W. P. (1899): La faune des dépots Crétacé Mangychlak et de quelques autres localités de la province transcaspienne. – Trav. Soc. Imp. st. Pétersbourg, **28** (5): 1–178, Taf. 1–5; Petersburg.

SEYED-EMAMI, K. (1972): Lower Cretaceous in Iran. – Mem. Fac. Engng. Tehran Univ., **21:** 60–81; Tehran (persisch mit engl. Zusammenfassung).

SEYED-EMAMI, K. (1977): Scaphiten aus dem oberen Alb und Cenoman der Umgebung von Esfahan (Zentral-Iran). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17:** 125–136, Taf. 13; München.

SEYED-EMAMI, K., BRANTS, A. & BOZORGNIA, F. (1971): Stratigraphy of the Cretaceous Rocks Southeast of Esfahan. – Geol. Surv. Iran Rep., **20:** 5–40, Taf. 1–5; Tehran.

SHARPE, D. (1853–57): Description of the fossil remains of Mollusca found in the Chalk of England. Cephalopoda. – Palaeontogr. Soc. 1853–1909, pt. 1: 1–26, Taf. 1–10; London 1853; pt. 2: 27–36, Taf. 11–16; London 1855; pt. 3: 37–68, Taf. 17–27; London 1857.

SOWERBY, J. (1812–23): The Mineral Conchology of Great Britain. – Vol. 1–4, Taf. 1–383; London.

SPATH, L. F. (1923–43): A Monograph of the Ammonoidea of the Gault. – Palaeontogr. Soc. 1921–43, 787 S., 72 Taf.; London.

SPATH, L. F. (1926): On new Ammonites from the English Chalk. – Geol. Mag., **63:** 77–88; London.

SPATH, L. F. (1926): On the Zones of Cenomanian and Uppermost Albian. – Proc. Geol. Assoc., **37:** 420–432; Colchester.

SPATH, L. F. (1938): Problems of Ammonite Nomenclature. 3, On Ammonites varians J. Sowerby. – Geol. Mag., **75:** 543–547; London.

STIELER, C. (1922): Über Gault und Cenoman-Ammoniten aus dem Cenoman von Cap Blanc Nez, mit besonderer Berücksichtigung der Gattung *Schloenbachia* NEUMAYR. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **2:** 19–44; Stuttgart.

THOMEL, G. (1972): Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaines subalpines méridionales. – Mém. Soc. géol. France, N.S. 51, No. 116, 204 S., 88 Taf.; Paris.

WIEDMANN, J. & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS, Ser. A, No. 6: 645–680, Taf. 1–10; Stuttgart.

WRIGHT, C. W. & WRIGHT, E. V. (1949): The Cretaceous ammonite genera *Discohoplites* and *Hyphoplites* SPATH. – Quart. J. Geol. Soc., **104:** 477–497, Taf. 28–32; London.

WRIGHT, C. W. & WRIGHT, E. V. (1951): A Survey of the Fossil Cephalopoda of the Chalk of Great Britain. – Palaeontogr. Soc. 1950, 40 S.; London.

Tafelerläuterungen

Alle Figuren sind in natürlicher Größe abgebildet.

Tafel 6

Fig. 1, 2: *Hypoturrilites gravesianus* (D'Obigny)
Fig. 1 = A-65
Fig. 2 = A-64

Fig. 3: *Mariella* cf. *dorsetensis* (Spath): A-61

Fig. 4: *Hypoturrilites mantelli* (Sharpe): A-66

Fig. 5, 6a–b: *Mariella dorsetensis* (Spath)
Fig. 5 = A-69
Fig. 6 = A-71

Fig. 7a–b: *Hypoturrilites* cf. *tuberculatus* (Bosc): A-67

Fig. 8a–c: *Hyphoplites arausionensis arausionensis* (Hébert & Munier-Chalmas): A-57

Fig. 9a–c, 10a–c, 11a–b: *Hyphoplites arausionensis crassofalcatus* (Semenow).
Fig. 9 = A-54
Fig. 10 = A-50
Fig. 11 = A-53

Tafel 7

Fig. 1a–b, 3a–b: *Schloenbachia varians subplana* (Mantell)
Fig. 1 = A-44
Fig. 3 = A-46

Fig. 2a–b, 4a–c, 5a–b: *Schloenbachia varians subvarians* (Spath)
Fig. 2 = A-40
Fig. 4 = A-36
Fig. 5 = A-39

Fig. 6a–b, 7a–c, 8a–b: *Schloenbachia varians subtuberculata* (Sharpe)
Fig. 6 = A-32
Fig. 7 = 78-SE-Moj-8
Fig. 8 = A-35

Tafel 8

Fig. 1a–c, 4a–b: *Schloenbachia varians varians* (Sowerby)
Fig. 1 = A-31
Fig. 4 = A-30

Fig. 2a–b, 3a–b: *Schloenbachia varians ventriosa* (Stieler)
Fig. 2 = A-25
Fig. 3 = A-26

Fig. 5a–c: *Mantelliceras mantelli* (Sowerby): A-8.

Fig. 6a–b: *Mantelliceras cantianum* (Spath): A-5.

Fig. 7, 8a–b: *Mantelliceras saxbii* (Sharpe)
Fig. 7 = A-29
Fig. 8 = A-17

Tafel 9

Fig. 1a–c, 2a–c: *Mantelliceras saxbii* (SHARPE)
Fig. 1 = A-15
Fig. 2 = A-16

Fig. 3a–b: *Mantelliceras cantianum* (SPATH): A-7.

Fig. 4a–b, 5a–b: *Mantelliceras tuberculatum* (MANTELL)
Fig. 4 = A-1
Fig. 5 = A-2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 41–63 | München, 31. 12. 1981

Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg

2. Fortsetzung

Von Franz Traub*)

Mit Tafel 10–11

Kurzfassung

Aus den paleozänen Oichinger Schichten des Haunsberges N Salzburg werden 23 Gastropodenarten beschrieben. Davon sind 3 Arten aus anderen Paleozänvorkommen längst bekannt. 17 Arten werden neu aufgestellt, 3 Arten sind unbenannt.

Abstract

Twenty three species of gastropods from the paleocene strata of Oiching, Haunsberg N Salzburg, are described. Three species of gastropods are known from other paleocene areas. Seventeen new species are established. Three species are unnamed.

Inhalt

1. Einleitung 42
2. Nähere Angaben zur Lage der Fossilgrabungen im Kroisbach und in benachbarten Gräben 42
3. Systematischer Teil zur Gastropodenfauna der Oichinger Schichten 43
4. Paläontologische Ergebnisse 61
5. Stratigraphische Ergebnisse 61
6. Schriftenverzeichnis 62

*) Dr. F. Traub, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

1. Einleitung

Das Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg, das insbesondere am Kroisbach und seiner näheren Umgebung gut aufgeschlossen ist, hat neben anderen Fossilien soviele paleozäne Gastropoden geliefert, daß vorerst eine 2. Fortsetzung der diesbezüglichen Bearbeitung (TRAUB, 1938, 1979 und 1980) zweckdienlich erscheint. Damit sind diese palaontologischen Studien der Oichinger Schichten nicht abgeschlossen. In künftigen Fortsetzungen ist geplant, diese Untersuchungen einigermaßen zu beenden.

Neben einigen Großgastropoden werden auch ausgesprochene Kleingastropoden in dieser Arbeit behandelt. Zu ihrer Gewinnung wurden die trockenen Gesteinsproben mit Wasser aufgeschlammt und die Suspension durch ein Sieb mit 1 mm² Maschenweite gesiebt. Der Rückstand wurde unter dem Binokular ausgelesen. Leider hat der Apex und die Mündung der Kleingastropoden unter dieser Behandlung zuweilen gelitten, was insbesondere bei der generischen Bestimmung mißlich war.

Herrn Prof. Dr. D. HERM danke ich sehr für die Überlassung eines Arbeitsplatzes im Institut für Palaontologie und historische Geologie der Universität, für die Benutzung der Bibliothek und sonstiger Einrichtungen. Auch Herrn Dr. med. E. SCHERER †, sowie Herrn Dr. G. SCHAIRER bin ich für ihre Hilfe dankbar. Herr F. HÖCK führte in dankenswerterweise die Fotoarbeiten durch. Herr K. DOSSOW war in ebensolcher Weise bei den Tafeldarstellungen behilflich. Der Friedrich MAYER-MELNHOF'schen Forstdirektion, Salzburg, und dem Landwirt H. REICHL, Kleinoiching, gilt mein aufrichtiger Dank für die Erlaubnis der Fossilgrabungen.

2. Nähere Angaben zur Lage der Fossilgrabungen im Kroisbach und in benachbarten Gräben

Der Kroisbach entblößt zwischen der Straße Weitwörth–Nußdorf und der Frauengrube die paleozanen Oichinger Schichten des Helvetikums SE Kleinoiching nur stellenweise. Größere fast ununterbrochene Aufschlüsse finden sich weiter bachaufwärts zwischen der Großen Sperre und dem Craniensandstein.

Die Oichinger Schichten, vorwiegend dunkle sandige Mergel, untergeordnet glaukonitische mergelige Grobsande und Sandsteine, fallen längs der genannten Bachstrecke mit etwa 65° nach SSE ein.

Zahlenangaben und topographische Skizzen über die Lage der seit 1933 durchgeführten Fossilgrabungen im Kroisbach und seiner näheren Umgebung finden sich mehrfach (TRAUB, 1938, S. 8, Profil 2; 1953, S. 8, Abb. 2; 1979, S. 94, Abb. 1; GOHRBANDT, 1963, Tab. 1). Die einzelnen Grabungen erfolgten nur dort, wo ein zufalliger Aufschluß entstand und eine Vorprobe auf aussichtsreiche Fossilgewinnung schließen ließ. Natürlich sind diese Aufschlüsse einem ständigen Wandel unterworfen.

Neuerdings hat die 1971 beendete Wildbachverbauung des Kroisbaches die Grabungen Kch 1 und Kch 2 durch Blockbesatz unzuganglich gemacht. Weiterhin laßt die im Kroisbach damals errichtete etwa 12 m hohe Große Sperre (TRAUB, 1979, Abb. 1) oder die Heinrich-Herrle-Sperre eine rasche Zusedimentierung der bachaufwärts gelegenen Grabungen Kch 3 – Kch 14 befürchten. Daher ist es zweckmäßig für diese Grabungen nochmals aufgrund einer etwa im Jahr 1950 gefertigten Vermessung 1:250 nachfolgende

Zahlenangaben zu machen. Bezugspunkt ist dabei die Südwand der Großen Sperre und zwar der 3. Durchlaß von oben her. Von dieser Stelle haben die fast in südlicher Richtung gelegenen Grabungen folgenden Abstand, wobei auch die Beschaffenheit der Gesteine kurz angegeben wird:

Grabung	Abstand	Gestein
Kch 3	11–13 m	sandiger Mergel
Kch 4	23,4–23,8 m	Sandsteinlinse (0–0,40 m)
Kch 5	34 m	mergeliger Sandstein
Kch 6	38 m	mergeliger Sandstein
Kch 7	39 m	große Konkretionen im mergeligen Sandstein
Kch 8	53 m	mergeliger Sandstein
Kch 9	60 m	glaukonitischer Sandstein
Kch 10	70 m	sandiger Mergel
Kch 11	86–87,3 m	grobsandiger Glaukonitmergel zwischen 2 glaukonitischen Sandsteinlinsen (0,8–1 m)
Kch 11a	97–98 m	feinsandiger Mergel
Kch 11b	102,5–102,8 m	mittelsandiger Mergel
Kch 12	117–118 m	feinsandiger Mergel
Kch 12a	127–128 m	feinsandiger Mergel
Kch 13	138 m	mittelsandiger Mergel
Kch 14	140–141 m	mittel–grobsandiger Sandstein mit eckigen Quarzgeröllen (1–2 cm) und Kohleneinschlüssen

Die Unterkante des Craniensandsteines (0,90 m) liegt bei 151 m, die Oberkante der Gryphaeenbank und zugleich die Unterkante des Unteren Lithothamnienkalkes bei 154 m, siehe auch Traub (1953, Abb. 2) und Gohrbandt (1963, Tab. 1).

Die Grabung Og 6 (1981) befindet sich im südlichen Oichinger Graben vom Zusammenfluß mit dem nördlichen Oichinger Graben etwa 385 m grabenaufwärts in SE-Richtung.

Die Grabungen Og2a und Og3 liegen im nördlichen Oichinger Graben, erstere rd. 550 m, letztere rd. 660 m, ESE Pkt. 441 an der Straße Weitwörth-Nußdorf.

Die Grabung Hb 1 ist nach Angaben von Herrn J. Peschl, Laufen an der Salzach, im nördlichen Nebengraben des Grabens von Hochberg, rd. 35 m nördlich der Roterzschichten (Cuis) angesetzt.

3. Systematischer Teil zur Gastropodenfauna der Oichinger Schichten

Vorbemerkung: Die Gastropoden dieser Arbeit sind in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den jeweils angegebenen Inventarnummern aufbewahrt.

Fast alle der abgebildeten Gastropoden sind geweißt, die größeren mit Ammoniumchlorid, die kleineren mit Magnesiumoxid.

Classis Gastropoda
Subclassis Streptoneura (Prosobranchia)
Ordo Monotocardia
Subordo Taenioglossa (Mesogastropoda)
Superfamilia Rissoacea

Familia Rissoidae

Genus *Alvania* Risso, 1826

Alvania laufensis n. sp.
Taf. 10, Fig. 1a–b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 472 Taf. 10, Fig. 1a–b

Maße: H 1,32 mm, B 0,81 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 2

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: nach meiner Heimatstadt Laufen an der Salzach

Diagnose: eine neue, sehr kleine Art des Genus Alvania Risso, 1826, mit einem Protoconch aus 3 glatten Windungen und 20 schwach sichelförmigen Rippen auf der Endwindung, die oben knotenförmig verdickt sind.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, eikegelförmig; Gewinde kurz, breitkegelformig; Protoconch mit 3 gewölbten Windungen und knopfartigem Nucleus; Teleconch aus $1^1/_3$ Windungen; Endwindung bauchig, 70 % der Gesamthöhe; tiefe Nähte; Basis sehr gewölbt; Mündung rundlich, oben gewinkelt; Außenrand nicht erhalten; Spindel konkav; ohne Nabel. Die Skulptur beginnt mit schrägen, schwach sichelförmigen Rippen, wobei die Ausbeulungen nach rechts gerichtet sind. Auf der Endwindung sind die Rippen oben knotenformig verdickt, so daß eine Knotenreihe unter der Naht entsteht. Unter der Peripherie erlöschen die sich nach links ausbiegenden Rippen allmählich. Schwache Spiralreiten rufen eine Gitterung mit länglichen, parallelogrammartigen Mustern hervor.

Bemerkungen: Bei der vorliegenden Art handelt es sich wahrscheinlich um eine Jugendform. Als Unterscheidungsmerkmale gegenüber *Alvania angusticostata* n. sp. sind die 3 Windungen des Protoconches und die schwach sichelförmigen Rippen anzuführen.

Alvania acuticostata n. sp.
Taf. 10, Fig. 2a–b

Material: 3 Gehäuse, südlicher Oichinger Graben, wahrscheinlich verschleppt, 1943 II 466; Kroisbach, Kch 1, 1943 II 468 (2); 9 Bruchstücke, Graben E Kroisbach, Kr 1, 1943 II 469 (5); nördlicher Oichinger Graben, Og 1, 1943 II 467; Og 3, 1943 II 473 (3)

Holotypus: 1943 II 466, Taf. 10, Fig. 2a–b

Maße: H 1,55 mm, B 1,11 mm

Locus typicus: ? südl. Oichinger Graben

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: acutus (lat.) scharf, costa (lat.) Rippe, wegen der scharfen Rippen

Diagnose: eine neue sehr kleine Art des Genus *Alvania* Risso, 1826, mit breit-V-formigen kanalisierten Nähten, 15–16 axialen, scharfen Rippen, welche etwas von links oben nach rechts unten von der oberen zur unteren Naht ziehen und an der Basis allmählich verlöschen und schwächeren Spiralstreifen, die auf den Kreuzungen kleine Stacheln bilden.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, festschalig, eikegelförmig, glänzend; Gewinde kurz, breitkegelförmig; Protochonch kuppelförmig, mit 2 sehr gewölbten glatten Windungen und knopfförmigem Nucleus; Heteroconch mit 1,5 Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch breit-V-förmige Nähte getrennt werden; Die Mittelwindungen sind schwach gewölbt und etwas weniger als die Hälfte so hoch als breit. Sie sind an den Nähten fast rechtwinklig eingezogen. Endwindung sehr groß, 70% der Gesamthöhe, breitbauchig mit sehr gewölbter Basis; Mündung eiförmig, oben gewinkelt; Mundsaum umlaufend; Außenrand außen verstärkt; Spindel konkav mit freiem Spindelrand; ohne Nabel. Die Skulptur der Mittelwindungen besteht aus scharfen axialen Rippen, die sich von der oberen zur unteren Naht erstrecken und etwa ebenso breit sind wie ihre Zwischenräume. Durch 3 schwächere Spiralreifen wird eine Gitterung hervorgerufen. Diese Reifen treten in den Zwischenräumen der Rippen etwas weniger hervor, jedoch schwellen sie auf den Rippen zu kurzen gerundeten Stacheln an, was besonders für den oberen und den unteren Spiralstreifen zutrifft. Die Rippen verlaufen etwas schräg von links oben nach rechts unten und erlöschen auf der Basis allmählich. Zwischen oberer Naht und Peripherie sind 3, auf der Basis 4 Spiralreifen vorhanden, die sich nach unten abschwächen.

Bemerkungen: Das Genus *Alvania* ist in zahlreiche Subgenera aufgeteilt worden, deren Bestimmungsmerkmale bei unserer Art nur zum Teil festzustellen sind. Am nächsten kommt das Subgenus *Alvanolira* Nordsieck, 1972, S. 192 in Betracht, deren Rippen etwas von links oben nach rechts unten verlaufen und an der Endwindung bis zur Spindel ziehen oder auf der Basis allmählich verlöschen.

Alvania angusticostata n. sp.
Taf. 10, Fig. 5a–b

Material: 2 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 470; Kch 12, 1943 II 471
Holotypus: 1943 II 471, Taf. 10, Fig. 5a–b
Maße: H 1,55 mm, B 1,00 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 12
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: angustus (lat.) eng; costa (lat.) Rippe, wegen der eng gedrängten Rippen

Diagnose: eine neue, sehr kleine Art des Genus *Alvania* Risso, 1826, mit 20 eng gedrängten Rippen auf der Endwindung

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, eikegelförmig, bauchig; Gewinde kurz, kegelförmig; Protoconch kuppelförmig mit 2 sehr gewölbten glatten Windungen und einem winzigen Nucleus; Heteroconch mit 1–2 Mittelwindungen und einer Endwindung; Nähte kanalisiert, furchenartig; Endwindung sehr groß, etwa $^2/_3$ der Höhe; Basis sehr gewölbt; Mündung gerundet, oben gewinkelt; Außenrand nicht erhalten; Spindel konkav, unten mit freiem Spindelrand; ohne Nabel. Die Skulptur der Mittelwindungen besteht aus 18 eng stehenden Rippen, welche senkrecht von der oberen zur unteren Naht ziehen und etwa ebenso breit sind wie ihre Zwischenräume, und 4 gitternden Spiralreifen. Diese überschreiten die Rippen unter Bildung von kleinen Stacheln. Dies trifft besonders für die beiden oberen Spiralreifen zu. Auf der Schlußmündung zählt man 20 Rippen, welche kurz unter der Peripherie an einem kräftigen Spiralreifen enden. Unterhalb davon sind noch 2 ähnliche Spiralreifen vorhanden.

Bemerkungen: *Alvania angusticostata* unterscheidet sich von *Alvania acusticostata* durch eng gedrängte Rippen, die kurz unter der Peripherie enden.

Genus *Turboella* Leach (in Gray), 1847

Subgenus *Turboella* Leach (in Gray), 1847

Turboella (Turboella) humilis n. sp.
Taf. 10, Fig. 4a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 465, Taf. 10, Fig. 4a–b
Maße: H 1,68 mm, B 1,06 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 1
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: humilis (lat.) niedrig, wegen der niedrigen Windungen
Diagnose: eine neue Art der Genus *Turboella* Leach, 1847, mit verhältnismäßig niedrigen Windungen, mit zahlreichen kaum nach rechts gebogenen Rippen und wenig hervortretenden Spiralreifen, ohne Nabel.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, festschalig, gestreckt eiförmig; Gewinde spitzkegelig, etwa $^2/_3$ der Höhe; Oberfläche glanzend; Protoconch halbkugelig aus 2 stark gewölbten, glatten Windungen mit einem knopfförmigen Nucleus bestehend; Teleoconch aus 2 Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch eingedrückte Nähte getrennt werden; die beiden Mittelwindungen halb so hoch als breit, mäßig gewölbt; Endwindung fast $^2/_3$ der Gehäusehöhe, seitlich gerundet; Basis gewölbt; Mündung spitzeiförmig; Außenrand beschädigt; Spindel kurz, etwas konkav; ohne Nabel. Die Skulptur der 1. Mittelwindung besteht aus zahlreichen gerundeten Rippen, die etwa ebenso breit sind als ihre Zwischenräume. Auf den folgenden Windungen werden die Zwischenräume immer größer, so daß sie schließlich 3mal so breit sind als die Rippen. Erst auf der 2. Mittelwindung setzen in den Zwischenräumen der Rippen kleine, gerundete Spiralreifen ein. Sie ziehen sich an den Rippen herauf, ohne sie zu überschreiten. An der Basis der Endmundung verlieren sich die Rippen allmählich, so daß schließlich nach unten hin nur noch die Spiralskulptur vorherrscht.

Bemerkungen: Im Vergleich zu der recht ähnlichen *Turboella tallahatchiensis* Sohl, 1960, S. 88, Taf. 9, Fig. 37, 40–43 aus der Oberen Kreide von Tennessee und Mississippi sind bei unserer Art die Windungen etwas niedriger. Die allerdings nur mikroskopisch feinen Spirallinien auf dem Protoconch konnten nicht beobachtet werden. Außerdem ist keine Nabelspalte vorhanden. *Turboella nana* (Lamarck) in Cossmann et Pissarro, 1910–1913, Taf. 15, Fig. 95–1 aus dem Lutet (Barton) von Grignon ist noch etwas schlanker und die Windungen sind noch niedriger.

Subfamilia Rissoinae

Genus *Rissoina* A. Orbigny, 1840

Subgenus *Rissoina* A. Orbigny, 1840

Rissoina (Rissoina) lata n. sp.
Taf. 10, Fig. 3a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 501, Taf. 10, Fig. 3a–b
Maße: H 2,72 mm, B 1,18 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: latus (lat.) breit, wegen der beträchtlichen Breite des Gehäuses

Diagnose: eine neue, sehr kleine Art des Subgenus *Rissoina* A. Orbigny, 1840, deren Teleconch aus 4 verhältnismäßig niedrigen Windungen besteht und breiter ist als die bekannten paleozänen Arten.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein, getürmt; Gewinde schmalkegelförmig; Protoconch stumpf kegelförmig mit 3 gewölbten, glatten Windungen; Teleconch mit 3 Mittelwindungen und einer beschädigten Endwindung. Die mäßig gewölbten Windungen wachsen gleichmäßig an, sind etwas voneinander abgesetzt und werden durch scharfe Nähte getrennt. Sie erreichen ihre größte Breite unten am Beginn des letzten Drittels der Windungshöhe. Die Skulptur besteht aus etwa 18 scharfen Rippen, die bogig und steil von rechts oben nach links unten von Naht zu Naht verlaufen. In den Zwischenräumen mikroskopisch feine Spiralfäden; Endwindung groß, genau die Hälfte der Gesamthöhe; Unterseite gewölbt, nur im oberen Drittel mit Rippen, darunter glatt; Mündung halbkreisförmig, oben spitz gewinkelt; Außenrand und Basalrand nicht erhalten; Spindel mäßig konkav.

Bemerkungen: *Rissoina exornata* (Briart et Cornet, 1873) in Glibert, 1973, S. 27, Taf. 3, Fig. 15 ist im Vergleich zu *R. lata* wesentlich schlanker und hat höhere Windungen.

Familia Tornidae

Genus *Pseudomalaxis* P. Fischer, 1885

Pseudomalaxis sp.
Taf. 10, Fig. 7a–c

Material: 1 schlecht erhaltenes Gehäuse, Kroisbach, Kch 12, 1943 II 464
Orig. zu Taf. 10, Fig. 7a–c, 1943 II 464, Maße: H 2,17 mm, B ca. 4 mm
Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, scheibenförmig, Gewinde flach, schwach eingesenkt; Unterseite mit einem weiten Nabel; Protoconch und die erste Mittelwindung sowie die Mündung fehlen. Erhalten sind nur Teile der vorletzten Mittelwindung, die letzte Mittelwindung und Teile der Endmündung, die durch linienförmige Nähte getrennt werden. Auf der Oberseite sind die Windungen in einer Ebene eingerollt, auf der

Unterseite stoßen die Windungen mit einem viertelkreisförmigen Querschnitt fast rechtwinklig gegeneinander. Die Skulptur der Oberseite besteht aus 7 dicht gedrängten körneligen Spiralstreifen, die nach außen hin an Dicke zunehmen und etwa 3mal so breit sind als die dazwischen liegenden Spiralfurchen. Die durch die Anwachsstreifen hervorgerufene Körnelung steht senkrecht zur Windungsebene. Auf der Endwindung enthält der Außenteil 4 gekörnelte Hauptkiele mit jeweils einem dazwischen liegenden schwächeren Kiel. Der Querschnitt dieses Außenteils ist stumpfwinklig, wobei der zweite an der Peripherie und am Ursprung des Winkels gelegene Kiel besonders kräftig ist. Der dritte und vierte Kiel folgen nach einwärts. Auf der Unterseite tragen die einzelnen Windungen 6 gekörnelte Spiralstreifen ohne den unteren Kiel an der Außenseite.

Superfamilia Turritellacea

Familia Mathildidae

Genus *Mathilda* Semper, 1865

? *Mathilda* sp.
Taf. 10, Fig. 6a–b

Material: 4 Gehäusebruchstücke, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 458, 459; Kch 2, 1943 II 460, 461

Orig. zu Taf. 10, Fig. 6a–b, 1943 II 458, Maße: H 2,52 mm, B 1,17 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Es liegen 4 Bruchstücke vor, ohne Apex und die anfänglichen Mittelwindungen. Erhalten sind nur 1–2 Mittelwindungen und die Endwindung. Die mäßig gewölbten langsam zunehmenden Windungen lassen ein schlankes, gestreckt kegelförmiges Gehäuse mit einer rekonstruierten Gesamthöhe von etwa 6 mm erkennen. Die letzte Mittelwindung hat ein Hohen-Breitenverhältnis von 2:3 und besitzt 5 Kiele, welche an Stärke und Abstand bis zum 4. Kiel unter der oberen Naht zunehmen. Unterhalb des 4. Kieles folgt auf einer nach einwärts gerichteten Abschrägung noch ein weiterer schwächerer Kiel. Zwischen den Kielen, übereinander betrachtet, ganz wenig nach rechts gebogene dicht gedrängte Anwachsfältchen. Diese überschreiten die Kiele und rufen eine schwache Gitterung hervor. Endwindung, ungenabelt, mit schwach gewölbter Unterseite, auf welcher nach abwärts noch ein stärkerer Kiel und 3 Spiralfäden vorhanden sind; Mundung rundlich, Mundsaum nicht zusammenhängend; Außenrand nicht erhalten; Spindel wenig konkav.

Bemerkungen: *Mathilda bacillaris* Cossmann, 1891, in Cossmann, 1891, S. 60, Taf. 3, Fig. 22 ist ohne Nabel, etwas größer als *Mathilda* sp. und besitzt eben so hohe wie breite Umgänge mit 4 Kielen.

Superfamilia Cypraeacea

Familia Cypraeidae

Subfamilia Bernayinae

Tribus Bernayini

Genus *Bernaya* JOUSSEAUME, 1884

Subgenus *Bernaya* JOUSSEAUME, 1884

Bernaya (Bernaya) kroisbachensis n. sp.
Taf. 10, Fig. 9a–c, 10

Material: 3 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11, 1943 II 453;? Kch 11a, 1943 II 454; nördlicher Graben von Oiching, Og 3, 1943 II 455

Holotypus: 1943 II 454, Taf. 10, Fig. 9a–c

Maße: H 43,5 mm, B 31,7 mm, B dorsoventral 26,4 mm

Paratypus: 1943 II 453, Taf. 10, Fig. 10

Maße: H 40,4 mm, B ca. 26,0 mm

Locus typicus: Kroisbach,? Kch 11a (Holotypus); Kch 11 (Paratypus)

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: nach dem Fundort

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Bernaya* JOUSSEAUME, 1884, mit kaum abgesetzten Hinterende, gehämmerten linken Außenrand und fehlender Bezahnung an der Innenlippe des hinteren Kanals.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, bauchig-kugelig dünnschalig, mit abgesetztem Vorderende; Gewinde flach, nabelartig eingesenkt und vom Kallus bedeckt, wie der Medianschnitt des Paratypus zeigt; Rücken stark gewölbt, fast halbkugelig; Bauchseite schwächer gewölbt, unten konkav; Seiten gerundet; rechter Außenrand sehr gewölbt, mit stumpfer Längskante fast in der Mitte; linker Außenrand flach gewölbt, fast gleichmäßig gerundet und schwach gehämmert; Mündung ziemlich weit, an beiden Enden mit Kanälen, oben zurückgebogen, unten fast gerade; Außenlippe breit, unten konkav abfallend; Zähne der Außenlippe, die hier nur als Steinkern vorliegt, schwach, nur im Mittelteil erhalten; Zähne der großenteils beschalten Innenlippe als schwache Buckel, die in der Breite kaum auseinandergezogen sind. Sie fehlen am oberen Kanal; Endzahn kräftig, schräg faltig, durch einen schwachen Zwischenzahn von dem untersten Zahn der Innenlippe nicht sonderlich getrennt; Fossula konkav.

Bemerkungen: *B. (Bernaya) kroisbachensis* ist bauchiger als *B. (Bernaya) media* (DESHAYES) aus dem Barton (Auvers) von Auvers – sur – Oise in COSSMANN et PISSARRO, 1910–1913, Taf. 32, Fig. 162–2, außerdem ist das Unterende nicht so stark abgesetzt.

B. (Bernaya) kroisbachensis wurde von Herrn Franz BÖHM, Salzburg, der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie überlassen.

Bernaya (Bernaya) peschli n. sp.
Taf. 10, Fig. 11a–c

Material: 33 mehr oder minder gut erhaltene Steinkerne, nördlicher Nebengraben des Grabens von Hochberg, Hb 1, 1943 II 456; 1943 II 457 (32)

Holotypus: 1943 II 456, Taf. 10, Fig. 11a–c

Maße: H 31,3 mm, B max. 23,3 mm, B dorso-ventral 19,8 mm

Locus typicus: nördlicher Nebengraben des Grabens von Hochberg, Hb1

Stratum typicum: etwa 20 cm mächtiges Bänkchen im Hangenden der Gryphaeenbank, Paleozän (GOHRBANDT, 1963, Tab. 1)

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Johann PESCHL, Laufen an der Salzach, der obiges Material neben anderen Funden der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie überlassen hat.

Diagnose: eine neue Art des *Subgenus Bernaya* JOUSSEAUME, 1884, mit abgerundetem oberen Ende, aus dem das kleine spitze Gewinde vorspringt, und stumpfem unteren Ende.

Beschreibung: Steinkerne maßig groß bis mittelgroß, länglich-eiförmig, doppel-kegelförmig; Gewinde spitz, vorspringend, aus 4 Windungen bestehend; Rückenseite stark gewölbt, Bauchseite konvex; Seiten gerundet; rechte Bauchseite mit gerundeter Langskante, an die sich eine Längsfurche gegen die Mündung hin anschließt; Mündung oben nach links stark zuruckgebogen, eng, unten fast gerade, etwas erweitert, jeweils in Kanale auslaufend; Außenlippe vorne abfallend, nur oben eine leichte Bezahnung erhalten.

Bemerkungen: Im Umriß ähnelt unsere Art *Bernaya peregrina kressenbergensis* SCHILDER, 1927, S. 216, Fig. 22. Jedoch ist letztere fast um ein Drittel kleiner und das Unterende ist etwas mehr eingezogen. Ein gleiches Unterende hat auch die gleich große bis etwas größere *B. (Bernaya) ellipsoides* (D'ARCHIAC & HAIME), 1854, S. 330, Taf. 33, Fig. 6–8, siehe auch SCHILDER M. & SCHILDER F. A., 1971, S. 27.

Subordo Stenoglossa (Neogastropoda)

Superfamilia Buccinacea

Familia Pyrenidae

Genus *Astyris* H. & A. ADAMS, 1853

Subgenus *Astyris* H. & A. ADAMS, 1853

Astyris (Astyris) balzari
Taf. 10, Fig. 12a–b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 474, Taf. 10, Fig. 12a–b

Maße: H 4,9 mm, ergänzt ca. 6 mm, B 2,74 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 12

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Josef BALZAR, Laufen a. d. Salzach, der mir bei geologischen Vermessungsarbeiten half.

Diagnose: eine neue kleine Art des Subgenus *Astyris* H. & A. ADAMS, 1853, mit äußerst feinen Spiralreifen auf den Windungen, die unterhalb der Peripherie der Endwindung in immer stärker werdende Spiralreifen übergehen, und 8 kräftigen Spiralleisten auf der Innenseite des Außenrandes.

Beschreibung: Gehäuse klein, länglich eikegelförmig, festschalig; Gewinde mäßig hoch, kegelförmig; Protoconch breitkegelförmig mit 2 sehr gewölbten glatten Windungen und einem winzigen Nucleus; Heteroconch mit 3 mäßig gewölbten Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch rinnenförmige Nähte getrennt werden. Die Mittelwindungen sind niedrig mit einem Höhen-Breitenverhältnis von 2:5. Endwindung sehr groß, etwa 70% der Gesamthöhe, bauchig, mit steiler, mäßig gewölbter Basis; Mündung breit, gerundet rhombisch mit sehr kurzem, schief nach links unten gerichteten Kanal; Außenrand nicht erhalten, Innenseite mit 8 kräftigen Spiralleisten, die nach einwärts abnehmen; Spindel gerade, unten schief abgebogen; Spindelrand schmal, etwas schwielig.

Die ersten Mittelwindungen erscheinen völlig glatt, wahrscheinlich infolge des Abriebs. Die letzte Mittelwindung mit etwa 12 äußerst feinen gerundeten Spiralreifen und schmäleren Spiralfurchen. Die gleiche Skulptur herrscht auch bei der Endwindung zwischen Naht und Peripherie vor. Unterhalb davon verbreitern sich die Spiralreifen bis zum unteren Ende. Die Anwachsstreifen sind stellenweise nur schwer zu erkennen. Auf der letzten Mittelwindung und der Endwindung, hier zwischen Naht und Peripherie, verlaufen die Anwachsstreifen in einen schwachen Bogen nach rückwärts, unterhalb der Peripherie senkrecht nach abwärts.

Bemerkungen: *Astyris (Astyris) rosacea* (Gould) in Wenz (1938–1944), S. 1148, Abb. 3265 ist etwas größer, die Mündung weiter und der Außenrand innen schwach gezähnelt.

Familia Cominellidae

Genus *Cominella* J. E. Gray, 1850

Subgenus *Cominella* J. E. Gray, 1850

Cominella (Cominella) distans n. sp.
Taf. 11, Fig. 1a–b

Material: 3 Gehäuse, nördlicher Graben von Oiching, Og. 1, 1943 II 499, 500; Kroisbach, ? Kch 4, 1943 II 506

Holotypus: 1943 II 499, Taf. 11, Fig. 1a–b

Maße: H 13,3 mm, B 9,6 mm

Locus typicus: nördlicher Graben von Oiching, Og 1

Stratum typicum: distans (lat.) auseinanderstehend, wegen der weit abgesetzten Windungen

Diagnose: eine neue, ziemlich kleine Art des Subgenus *Cominella* J. E. Gray, 1850, mit kurzem Gewinde, weit voneinander abgesetzten Windungen, bauchiger Endwindung und Spiralstreifen, welche die Windungen ganz bedecken, ohne Rippen.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein, eikegelförmig; Gewinde breitkegelförmig; Protoconch kegelförmig, oben abgeplattet, mit 2 mäßig gewölbten und voneinander abgesetzten Windungen, Nucleus versenkt; Teleconch mit 3 niedrigen Mittelwindungen und einer Endwindung, die voneinander treppenförmig abgesetzt sind und durch enge kanalförmige Nähte getrennt werden; längs den Nähten nach außen hin ein breiter flacher Wulst, von dessen Außenseite die mäßig gewölbten Windungen steil zur unteren Naht abfallen; Endwindung sehr bauchig, 82% der Gesamthöhe, mit einer seichten De-

pression unter dem Nahtwulst; Basis mäßig gewölbt, unten mit einem kurzen Hals, darunter ein breiter, oben gekielter Siphonalwulst; Mündung eiförmig, oben stumpf gewinkelt, unten mit einem kurzen breiten Kanal, der an der Unterseite ausgeschnitten ist; Außenrand nicht erhalten, nach den Anwachsstreifen zu schließen, etwas schief; Spindel etwas konkav; Spindelrand schwielig, oben verbunden mit einer breit gewölbten Parietalschwiele; das ganze Gehäuse bedeckt von zahlreichen Spiralreifen, die auf den Mittelwindungen den Raum zwischen den Nähten einnehmen und auf der Endwindung bis zum Gehäuseende reichen. Die Anwachsstreifen treten wenig hervor und verlaufen schief von links oben nach rechts unten.

Bemerkungen: Von *Cominella supracostata* Traub, 1938, S. 80, Taf. 6, Fig. 15a–d, die wesentlich größer ist, unterscheidet sich unsere Art durch den völligen Mangel an Rippen auf den Mittelwindungen. Die gleichfalls rippenlose *C. desorii* Des Hayes, 1866, S. 501, Taf. 93, Fig. 16, 17, ist großer, weniger bauchig und die Windungen sind weniger abgesetzt.

Superfamilia Volutacea

Familia Volutidae

Subfamilia Volutinae

Genus *Cryptochorda* Mörch, 1858

Subgenus *Cryptochorda* Mörch, 1858

Cryptochorda (Cryptochorda) ventricosa n. sp.
Taf. 10, Fig. 8a–b

Material: 6 Gehäuse, nördlicher Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 494, 495, 496 (3); Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 505

Holotypus: 1943 II 494, Taf. 10, Fig. 8a–b

Maße: H 14,8 mm, B 11,2 mm

Locus typicus: nördlicher Oichinger Graben, Og 1

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: ventricosus (lat.) bauchig, wegen des bauchigen Gehäuses

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Cryptochorda* Mörch, 1858, deren bauchige Endwindung etwa 85% der Gehausehöhe einnimmt und eine weite eiförmige Mündung besitzt.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein, rundlich bauchig; Gewinde niedrig, breitkegelformig; Protoconch rundlich mit 2 sehr gewölbten glatten Windungen und eingesenktem Nucleus; Teleconch mit 2 niedrigen, etwas gewölbten Mittelwindungen und einer sehr bauchigen Endwindung, die etwas voneinander abgesetzt sind und durch enge, kanalartige Nähte getrennt werden. Die Windungen sind glatt, die Anwachsstreifen verlaufen steil von links oben nach rechts unten und sind auf der Endwindung teilweise in unregelmäßigen rippenförmigen Bündeln angeordnet; Endwindung groß, fast kugelförmig, oben mit schmalem Ausguß, unten mit breitem kurzen Hals, auf dem sich 5–7 gerundete Spiralbander befinden; darunter ein breiter, oben gekielter Siphonalwulst; Mündung weit, eiformig, oben mit schmalem Ausguß, unten mit mäßig ausgeschnittenem Kanal; Außenrand fast senkrecht, in der Mitte etwas vorspringend, kaum verdickt, innen

glatt; Spindel oben schwach konkav, unten gedreht und tiefer als der Ausschnitt reichend, ohne Falten. Eine mehr oder minder kräftige Parietalschwiele zieht vom Oberrand der Mündung schief nach abwärts und verschmilzt mit der Spindelschwiele, die nach abwärts den Siphonalwulst teilweise überdeckt.

Bemerkungen: Prof. ROSENKRANTZ (briefl. Mitt. v. 11.11.1965) hält die vorliegende Art für nahe verwandt mit *Cr. tritonoides* (BRIART et CORNET, 1877), S. 23, Taf. 13, Fig. 10a–c. Nur ist letztere nicht so bauchig und hat ein höheres Gewinde.

Genus *Voluta* LINNÉ, 1758

? *Voluta supplicata* n. sp.
Taf. 11, Fig. 4a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 502, Taf. 11, Fig. 4a–b
Maße: H 60,9 mm, B 23,8 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 11
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: sub (lat.) unten, ein wenig, plicatus (lat.) gefaltet, wegen der zarten Fältchen auf der Spindel und der Parietalwand

Diagnose: eine neue Art des Genus? *Voluta* LINNÉ, 1758, mit 10 schwachen Fältchen auf der Spindel und der Parietalwand, die sich im Innern des Gehäuses nicht fortsetzen.

Vorbemerkung: Wegen des schlechten Erhaltungszustandes konnten die Rippen auf der Vorderseite des Gehäuses nicht restlos freigelegt werden. Aus dem Abdruck der Rückseite wurde ein Abguß angefertigt. Die angeschliffene Rückseite ließ im Bereich der letzten Mittelwindung eine völlig glatte Spindel erkennen.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich groß, schlank, spindelförmig; Gewinde kegelförmig, etwas weniger als die Hälfte der Höhe; Protoconch nicht erhalten; Teleconch mit mindestens 5 Mittelwindungen und einer Endwindung, welche gleichmäßig anwachsen und durch tiefe, heraufgezogene Nähte getrennt werden; Mittelwindungen hoch, wenig gewölbt und abgesetzt mit schiefer, schmaler, etwas konkaver Schulter, von deren Außenrand sie fast senkrecht zur unteren Naht abfallen, wo sie etwas eingezogen sind. Die Skulptur besteht aus 16 scharfen senkrechten Rippen mit $1\frac{1}{2}$mal so breiten konkaven Zwischenräumen, gekreuzt von zahlreichen, feinen Spiralfäden. Endwindung groß, etwa $\frac{3}{4}$ der Höhe, unten mit langem geraden Hals; Mündung linsenförmig, oben spitz gewinkelt, unten mit langem Kanal; Außenrand scharf, oben fast gerade, unten etwas nach rückwärts gerichtet, außen etwas verstärkt, innen glatt; Spindel etwas konkav, unten schwach gedreht; Spindelrand schmal. Ein schwacher Siphonalwulst scheint angedeutet zu sein. Auf der Spindel 5 sehr schwache, im Querschnitt halbkreisförmige, horizontale Fältchen, die an Größe von unten nach oben abnehmen, gefolgt auf der Parietalwand bis nahe an den oberen Mündungsrand von 5 weiteren, noch schwächeren Fältchen. Die Falten dringen, wie der Anschliff der Rückseite zeigt, nicht in das Innere des Gehäuses ein.

Bemerkungen: Die Zugehörigkeit unserer Art zum Genus *Voluta* LINNÉ, 1758, ist wegen der schwachen Falten zweifelhaft. Am nächsten ist sie vergleichbar mit *Voluta decora* BEYRICH, 1853, S. 345, Taf. 4, Fig. 5a–b, die ebenfalls 10 schwache Falten besitzt. Allerdings ist deren Gewinde kürzer und die Rippen sind mehr gerundet.

Subfamilia Scaphellinae

Genus *Montia* GLIBERT, 1973

Subgenus *Montia* GLIBERT, 1973

Montia (Montia) inaequiplicata (BRIART et CORNET, 1870)

1870 *Cymbia inaequiplicata* BRIART et CORNET, S. 68, Taf. 5, Fig. 3a–b
1870 *Mitra dilatata* BRIART et CORNET, S. 73, Taf. 5, Fig. 12a–b
1899 *Scaphella inaequiplicata,* – COSSMANN, S. 127
1899 *Strigatella (Mitreola) dilatata,* – COSSMANN, S. 160
1938 *Athleta laevigata* TRAUB, S. 92, Taf. 8, Fig. 7a–d
1973 *Montia* (s. s.) *inaequiplicata,* – GLIBERT, S. 78, Taf. 9, Fig. 9a–b
1976 *Montia inaequiplicata,* – MAKARENKO, S. 143, Taf. 13, Fig. 5–6, non 3–4

Material: 25 mehr oder minder gut erhaltene Gehäuse und Steinkerne mit kreidigen Schalenresten, Kroisbach, Kch 5, 1943 II 446 (3); Kch 6, 1943 II 447 (2); 1943 II 429, 1943 II 123, Holotypus 1938; ?Kch 6 – Kch 7, 1943 II 448 (4); Kch 7, 1943 II 449, Paratypus 1938; 1943 II 208 (6); Kch 11, 1943 II 450 (3), 1943 II 451; ?Kch 11, 1963 II 203 (3)

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Die im Jahr 1938 gegebene Beschreibung ist noch wie folgt zu ergänzen: Die konkave Rampe besitzt zahlreiche feine Spiralreifen von halbrundem Querschnitt mit etwa gleich breiten Zwischenräumen.

Bei der beträchtlichen Variationsbreite können die Kroisbacher Stücke als *Montia (Montia) inaequiplicata* bestimmt werden.

Beim „Paratypus" in TRAUB (1938, S. 92, Taf. 8, Fig. 7c–d), ist der ursprüngliche Protoconch an der Spitze abgebrochen. Vom anschließenden Rest ist die äußere Schale abgeplatzt. Er besteht im Inneren mindestens auf eine halbe Windung hin nur noch aus unmittelbar aufeinanderfolgenden Kammern, die nach hinten halbkugelig sind und tütenförmig ineinander stecken. Diese Beobachtung erweckt den Eindruck, als ob der noch vorhandene Protoconch nach hinten durch kalkige Querwände verschlossen ist und als Dichtung für den abgestoßenen hornigen Protoconch wirkt. Auch bei jeweils einem Stück Nr. 1943 II 448 und 450 ist der ursprüngliche Protoconch abgestoßen.

Montia (Montia) boehmi n. sp.
Taf. 11, Fig. 5a–b

1976 *Montia inaequiplicata* (BRIART et CORNET, 1870), MAKARENKO, S. 142, Taf. 13, Fig. 3, 4, non 5, 6

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 479, Taf. 11, Fig. 5a–b

Maße: H 67,6 mm, B 33,5 mm

Locus typicus: Kroisbach, ?Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Franz Böhm, Salzburg, der den Holotypus der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie überlassen hat.

Diagnose: eine neue große Art des Subgenus *Montia* GLIEBERT, 1973, mit nicht voneinander abgesetzten Windungen, sehr flachen, etwas konkaven Rampen, welligen Nähten und stumpfem, konvex kegelförmigen Apex.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich groß, verkehrt birnförmig; Gewinde sehr niedrig, breit kegelförmig; Protoconch scapheloid, griffelförmig ausgezogen, mit halbkugeligen Ende, aus 2 Windungen bestehend, die durch scharfe Nähte getrennt sind. Die Spitze des Gehäuses war abgebrochen und wurde vom Finder etwas schräg auf die folgenden Windungen geklebt. Möglicherweise fehlt eine halbe Mittelwindung. Die 2 noch vorhandenen Mittelwindungen besitzen flache, breite und etwas konkave Rampen mit äußerst feinen Spirallinien. Die Nähte sind flachwellig und tief. Endwindung sehr groß, fast $^{9}/_{10}$ der Höhe, bauchig, mit etwa 12 stumpfen Knoten am Rande der Rampe. Die Anwachsstreifen sind auf der Rampe in ganz flachen Bogen nach hinten gerichtet, unterhalb davon verlaufen sie gerade parallel der Mündung nach abwärts. Mündung länglich eiförmig, mit einem langen, fast geraden Kanal; Außenrand nicht erhalten; Spindel fast gerade mit 3 kräftigen Falten, die annähernd gleich stark sind und von halblinks unten nach halbrechts oben verlaufen. Außerdem ist noch unten eine schwächere 4. Falte vorhanden. Letztere ist sehr schief zur Spindel. Spindelschwiele ab der 3. Falte bis zum Ende des Kanals nur mäßig entwickelt.

Bemerkungen: Von *Montia (Montia) inaequiplicata* (BRIART et CORNET, 1870) in GLIBERT, 1973, S. 78, Taf. 9, Fig. 9a–b unterscheidet sich unsere Art durch das sehr niedrige Gewinde und die nicht abgesetzten Windungen.

Subclassis Euthyneura (Opisthobranchia)

Ordo Entomotaeniata

Superfamilia Pyramidellacea

Familia Pyramidellidae

Genus *Chrysallida* CARPENTER, 1857

Chrysallida coniuncta n. sp.
Taf. 11, Fig. 2a–b

Material: 3 Gehäuse, Kroisbach, Kch 12a, 1943 II 485; Graben ostwärts Kroisbach, Kr 1, 1943 II 486 (2)

Holotypus: 1943 II 485, Taf. 11, Fig. 2a–b

Maße: H 2,36 mm, B 1,1 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 12a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: coniunctus (lat.) verbunden, wegen der Leiste, welche die Rippen unter der oberen Naht verbindet.

Diagnose: eine sehr kleine Art des Genus *Chrysallida* CARPENTER, 1857, mit umgekehrt S-förmigen Rippen, die unter der oberen Naht knotenförmig und durch eine kleine horizontale Leiste verbunden sind.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, ziemlich festschalig, gedrungen eikegelförmig; Protoconch heterostroph aus einer sehr gewölbten, schief zur Achse gerichteten Windung mit eingesenktem Nucleus; Teleconch aus 3 Mittelwindungen und einer

Endwindung mit fast geraden schiefen Flanken und rinnenförmigen Nähten; die erste Mittelwindung mit 10 schwachen, gerundeten Rippen und ebenso breiten, flach ausgehöhlten Furchen, die insgesamt von der oberen Naht etwas nach links verschoben zur unteren Naht verlaufen; die folgenden Windungen mit 12 stärkeren, umgekehrt S-förmigen Rippen, die unter der oberen Naht knotenförmig verdickt und horizontal durch eine gewölbte Leiste verbunden sind. Zwischen Peripherie und unterer Naht schwellen die Rippen deutlich an; Endwindung etwa 58% der Gesamthöhe; Basis leicht gewölbt, jedoch steilabfallend und mit kurz unter der Peripherie erlöschenden Rippen; Mündung eiförmig, oben spitz gewinkelt, unten gerundet; Mundrand nicht zusammenhängend; Außenrand und Teile des Unterrandes nicht erhalten; Spindel fast gerade, im oberen Teil mit einer kräftigen Falte; ohne Nabel.

Bemerkungen: Der heterostrophe Protoconch und die geringe Anzahl der Umgange veranlassen diese Art allgemein zum Genus *Chrysallida* zu stellen. In deren Nähe rückt auch *Turbonilla* sp. ind. 3, die KRACH, 1963, S. 44, Fig. 16 aus dem Paleozän von Babica beschreibt.

Subgenus *Parthenina* BUCQUOY, DAUTZENBERG & DOLLFUS, 1883

Chrysallida (Parthenina) depressa n. sp.
Taf. 11, Fig. 3a–b

Material: 1 Gehäuse
Holotypus: 1943 II 503 Taf. 11, Fig. 3a–b
Maße: H 3,95 mm, B 1,12 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 12a
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: depressus (lat.) niedergedrückt, wegen der flach gedrückten Windungen

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Parthenina* BUCQUOY, DAUTZENBERG & DOLLFUS, 1883, mit 5 flachen Windungen und jeweils 14 Rippen und einer sehr flachen Spindelfalte

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, schlank, walzenförmig; Gewinde etwas konvex, schmalkegelförmig; Protoconch, teilweise vom Sediment überdeckt, heteroconch, aus $1^1/_2$ glatten gewölbten Windungen; Teleconch aus 4 etwas gewölbten, flachen Mittelwindungen und einer Endwindung, welche durch tiefe, V-förmige Nähte getrennt werden; die Mittelwindungen mit 14 gerundeten Rippen, die senkrecht von der oberen zur unteren Naht verlaufen, und etwa gleich breiten Zwischenräumen, beide überzogen mit sehr schwachen Spiralfäden. Das Höhen-Breitenverhältnis der letzten Mittelwindung betragt 2:3. Endwindung groß, gleich $^1/_2$ der Gesamthöhe, mit allmählich verlöschenden Rippen unter der Peripherie. Unterseite gewölbt, glatt, nicht genabelt; Mundrand nicht zusammenhangend; Mündung eiformig, oben gewinkelt, unten gerundet; Außenrand fast gerade; Spindel etwas konkav, oben mit sehr flacher Falte.

Bemerkungen: Im Vergleich zur rezenten *Chrysallida (Parthenina) suturalis* (PHILIPPI) in NORDSIECK, 1972, S. 92, Taf. PI II, Fig. 9 ist unsere Art fast doppelt so hoch und hat weniger und breitere Rippen.

Subgenus *Perparthenina* Nordsieck, 1972

Chrysallida (Perparthenina) robusta n. sp.
Taf. 11, Fig. 7, 8a–b

Material: 7 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 487 (2); Kch 11a, 1943 II 488, 489, 490 (2); Kch 11b, 1943 II 491

Holotypus: 1943 II 488, Taf. 11, Fig. 7

Maße: H 6,94 mm, B 2,18 mm

Paratypus: 1943 II 489, Taf. 11, Fig. 8a–b

Maße: H 3,73 mm, B 1,61 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: robustus (lat.), fest, stark, wegen der kräftigen Rippen

Diagnose: eine neue Art des Subgenus *Perparthenina* Nordsieck, 1972, mit 7–8 Windungen, hoher Endwindung, 12 kräftigen Rippen und ebenso breiten Furchen und schwacher Spindelfalte.

Beschreibung: Gehäuse klein, ziemlich festschalig, getürmt kegelförmig; Protoconch heterostroph, aus einer sehr gewölbten, schief zur Achse gestellten Windung mit versenktem Nucleus; Teleconch aus 6–7 Mittelwindungen und einer Endwindung, die kaum voneinander abgesetzt und durch tiefe, linienförmige Nähte getrennt werden. Die Umgänge besitzen 12 kräftige, gerundete, steil von rechts oben nach links unten verlaufende Rippen und gleich breite Furchen. Rippen und Furchen tragen mikroskopisch feine Spiralreifen. Endwindung groß, 41% der Höhe. Die Furchen enden an der Peripherie, die Rippen kurz unter derselben. Unterseite mäßig gewölbt, glatt; Mündung rhombisch, oben gewinkelt, unten gerundet; Außenrand sehr schwach gebogen; Spindel senkrecht, im oberen Viertel eine schwache, schief verlaufende Falte; Spindelrand etwas umgeschlagen; geritzt genabelt.

Bemerkungen: *Chrysallida (Perparthenina) indistincta* (Montagu) in Nordsieck, 1972, S. 95, Taf. P I, Fig. 19 ist im Vergleich zu unserer Art etwas kleiner, hat etwas mehr gewölbtere Windungen und unter der Naht einen durch Rippenverdickung entstanden Reifen.

Genus *Odostomia* Fleming, 1817

Subgenus *Brachystomia* Monterosato, 1885

Odostomia (Brachystomia) brevis n. sp.
Taf. 11, Fig. 6a–b

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 12, 1943 II 478; 3 Bruchstücke, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 480; Kch 12, 1943 II 479 (2)

Holotypus: 1943 II 478, Taf. 11, Fig. 6a–b

Maße: H 3,02 mm, B 1,38 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 12

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: brevis (lat.) kurz, wegen des kurzen Gewindes

Diagnose: eine neue, sehr kleine Art des Subgenus *Brachystomia* Monterosato, 1885, mit kurzem Gewinde, einem abgeflachten Protoconch und mäßig gewölbter Unterseite ohne Kante.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, dünnschalig, eikegelförmig; Gewinde kurz, schmalkegelförmig; Protoconch abgeflacht, aus einer sehr gewölbten Windung mit versenkten Nucleus; Heteroconch aus 5 Mittelwindungen und einer Endwindung. Diese Windungen sind sehr wenig gewölbt und glatt und werden durch tiefe, linienförmige Nähte getrennt. Endwindung sehr groß, etwas bauchig, fast 60% der Gesamthöhe; Unterseite mäßig gewölbt, geritzt genabelt; Mundränder nicht zusammenhängend; Mündung länglich eiförmig, oben gewinkelt, unten eng gerundet – gewinkelt; Außenrand dünn, wenig bogig, innen spiral gefältelt; Spindel konkav, oben mit kräftiger Falte; Spindelrand schmal, umgeschlagen.

Bemerkungen: Der Protoconch unserer Art ist beim Photographieren verloren gegangen. Die rezente *Odostomia (Brachystomia) rissoides* Hanley in Nordsieck, 1972, S. 110, Taf. P III, Fig. 25 ist bedeutend breiter und hat etwas gewölbtere Windungen.

Genus *Syrnola* A. Adams, 1860

Syrnola sp.
Taf. 11, Fig. 9a–b

Material: 6 Bruchstücke, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 483; Kch 12, 1943 II 481, 482 (2); nördlicher Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 484 (3)

Orig. zu Taf. 11, Fig. 9a–b, 1943 II 481, Maße: H 3,18 mm, B 1,21 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Die Bruchstücke lassen auf ein kleines, schlankes, hoch getürmtes Gehäuse mit etwa 12 Windungen und einer Höhe von etwa 5,1 mm schließen. Erhalten sind nur Bruchstücke mit maximal 4 Mittelwindungen und einer Endwindung. Die Windungen wachsen regelmäßig an. Sie sind flach und glatt und werden durch rinnenförmige Nähte getrennt. Das Höhen-Breitenverhältnis der letzten Mittelwindung beträgt 1:1,6. Die Endwindung erreicht etwa $^1/_3$ der Gesamthöhe. Die Unterseite ist mäßig gewölbt und ohne Nabel. Mündung klein, eiförmig, oben gewinkelt, unten gerundet; Außenrand nicht erhalten; Spindel schwach konkav, im oberen Drittel mit kräftiger Falte; Spindelrand kräftig, unten etwas umgeschlagen.

Genus *Creonella* Wade, 1917

Creonella cf. *subangulata* Sohl, 1964
Taf. 11, Fig. 10, 11a–b

1964 *Creonella subangulata* Sohl, S. 311, Taf. 51, Fig. 3–6, 9

Material: 2 Gehäuse, Kroisbach, Kch 4, 1943 II 475; Kch 11a, 1943 II 476; 18 Bruchstücke, Kch 11a, 1943 II 477, 492, 493 (16)

Orig. 1 zu Taf. 11, Fig. 10, 1943 II 475, Maße: H 6,30 mm, B 2,28 mm

Orig. 2 zu Taf. 11, Fig. 11a–b, 1943 II 477, Maße: H 4,00 mm, B 1,55 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse sehr klein bis klein, festschalig, schlank, getürmt kegelförmig; Gewinde schmalkegelförmig; Protoconch heterostroph aus $1^1/_2$ rasch anwachsenden, sehr gewölbten glatten Windungen mit sehr kleinem Nucleus, steil aufgerichtet, schief zur Achse gestellt; Teleconch aus 7 Mittelwindungen und einer Endwindung; diese Windungen flach, glatt, glänzend mit geraden Flanken und rinnenförmigen Nähten; Endwindung ziemlich hoch, etwa 43% der Höhe, unten mit gerundeter peripherer Kante; Unterseite mäßig gewölbt mit mikroskopisch feinen Spiralfäden; ohne Nabel; Mündung rhombisch, oben gewinkelt; Unterrand und Außenrand mangelhaft erhalten, letzterer innen mit 5 scharfen spiralen Falten; Mundrand nicht zusammenhängend; Spindel senkrecht, mit 2 Falten, davon ist die obere, in der Mitte gelegene Falte am stärksten, die untere schwächer; eine sehr schwache, jedoch scharfe Falte an der Parietalwand, nahe dem Ansatz der Spindel.

Bemerkungen: Eine auffallende Ähnlichkeit besteht mit der oberkretazeischen nordamerikanischen *Creonella subangulata* Sohl, die etwas breiter ist und einen heterostrophen Protoconch von $2^1/_2$ Umgängen besitzt. Ob bei unseren Stücken ein kurzer Siphonalkanal vorliegt, ließ sich in Anbetracht der schlecht erhaltenen Mündung nicht bestätigen.

Ordo Cephalaspidea

Superfamilia Acteonacea

Familia Ringiculidae

Genus *Eriptycha* Meek, 1876

Eriptycha actaeoniformis (Netschaev, 1897)
Taf. 11, Fig. 12a–b

1897 *Cominella actaeoniformis* Netschaev, S. 167, Taf. 9, Fig. 7a–c
1905 *Cominella ovalina* Archangelski, S. 96, Taf. 11, Fig. 6
1938 *Ringicula discrepans* Traub, S. 99, Taf. 8, Fig. 16a–b
1963 *Gilbertia inopinata*, – Krach, S. 138, Taf. 15, Fig. 4, 4a
1972 *Acteon gilberti*, – Moros, S. 119, Taf. 26, Fig. 2
1976 *Ringicula actaeoniformis*, – Makarenko, S. 159, Taf. 16, Fig. 24–26

Material: 3 Gehäuse, Kroisbach, Kch Fi 1, 1943 II 133; nördlicher Oichinger Graben, Og 1, 1943 II 514; südlicher Oichinger Graben, Og 6, 1943 II 462; 5 schlecht erhaltene Gehäuse, Kroisbach, Kch Fi 1, 1943 II 216 (2); südlicher Graben von Oiching, Og 6, 1943 II 463 (3)

Orig. zu Taf. 11, Fig. 12a–b, 1943 II 462, Maße: H 11,05 mm, B 8,64 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein, bauchig, eikegelförmig; Gewinde sehr kurz, etwa 15% der Gesamthöhe; Protoconch durch den schwielenartig verdickten Außenrand und dem ebenso beschaffenen Innenrand fast verdeckt. Beide wachsen am Apex zusammen und lassen nur eine kleine Öffnung frei, in der Reste des halbkreisförmigen Protoconches erscheinen; die 2 sichtbaren Mittelwindungen sehr gewölbt und durch rinnenförmige Nähte getrennt; Endwindung sehr groß und bauchig; Mündung etwas schief, oben mit einem engen fast bis zum Apex verlängerten Kanal, unten etwas erweitert, mit

einem nach links gerichteten Ausschnitt; Außenrand außen mit breitem Lippenwulst, innen im unteren Teil ein länglicher gezähnelter Wulst; Innenrand, oben mit kräftigem Parietalkallus; Spindel kurz, oben mit einer flach nach aufwärts in die Mündung ziehenden Spindelfalte, unten mit steiler Spindelfalte. Das ganze Gehäuse ist bedeckt mit zahlreichen, oben und unten gerillten Spiralbändern, die ihre größte Breite im Bereich der Peripherie und wenig unterhalb davon erreichen, und engen Spiralfurchen. Die Anwachsstreifen treten in den Spiralfurchen stärker hervor. Sie sind insgesamt in einem sehr leichten Bogen nach rechts gerichtet. Auf dem verdickten Außenrand sind die Anwachsstreifen wellig.

Genus *Gilbertina* Morlet, 1888

Gilbertina nuda n. sp.
Taf. 11, Fig. 13a–b

Material: 3 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 507; Kch 12a, 1943 II 497, 498
Holotypus: 1943 II 497, Taf. 11, Fig. 13a–b
Maße: H 2,90 mm, B 3,28 mm
Locus typicus: Kroisbach, Kch 12a
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: nudus (lat.) nackt, wegen der glatten Endwindung
Diagnose: eine neue Art des Genus *Gilbertina* Morlet, 1888, mit mikroskopisch feiner Spiralskulptur auf der Mittelwindung, während die Endwindung glatt ist.

Beschreibung: Gehause sehr klein, festschalig, gedrückt-kugelig, wenig breiter als hoch; Gewinde niedrig, breit kegelförmig; Protoconch abgeflacht mit 2 sehr gewölbten glatten Windungen und eingesenktem Nucleus; Teleconch mit einer Mittelwindung und einer Endwindung, die durch tiefe, kanalartige Nähte getrennt werden. Die flach gewolbte Mittelwindung trägt mikroskopisch feine Spiralreifen, senkrecht gekreuzt durch ebenso feine Anwachsstreifen. Endwindung sehr groß, mindestens 90% der Gesamthöhe, glatt bis auf die wenig hervortretenden Anwachsstreifen; Mündung ohrförmig, schief zur Achse gestellt, unten geschlossen; Außenrand mäßig gebogen, stark verdickt, außen mit breitem, abgeflachten Ringwulst, innen nahe dem Unterende mit einem stumpfen Höcker, gefolgt nach oben von einem äußerst schwachen Höcker, der in die breite Anschwellung bis zum Oberrand der Mündung übergeht; Spindel kurz, etwas konkav, oben mit einer kräftigen, weit ausgezogenen Spiralfalte, unten mit einer schwächeren kurzen Spiralfalte; Innenrand der Mündung mit einer starken Schwiele bedeckt, die sich vom Oberrand zum Unterrand erstreckt und hier in den Basalwulst übergeht; auf der Parietalschwiele eine schmale gerundete Zahnleiste, die über der oberen Spiralfalte beginnt, schief nach rechts oben gerichtet ist und etwas geknickt bis zum Oberrand der Mündung verläuft.

Bemerkungen: Durch die glatte Endwindung unterscheidet sich *Gilbertina nuda* von *G. sphaeroides* Traub, 1938, S. 100, Taf. 8, Fig. 15a–b mit ihrer ausgeprägten Spiralskulptur. Letztere kommt auch noch im Kroisbach Kch 11a und 12 vor, fehlt aber in der um etwa 10 m stratigraphisch höher gelegenen Grabung Kch 12a.

4. Paläontologische Ergebnisse

Von den 23 beschriebenen Gastropoden sind nur 3 Arten aus nördlichen und östlichen Paleozängebieten bekannt. 17 Arten sind neu, von 3 Arten wurde nur das Genus ermittelt.

Die neuen Arten sind:

Alvania laufensis n. sp.
Alvania acuticostata n. sp.
Alvania angusticostata n. sp.
Turboella (Turboella) humilis n. sp.
Rissoina (Rissoina) lata n. sp.
Bernaya (Bernaya) kroisbachensis n. sp.
Bernaya (Bernaya) peschli n. sp.
Astyris (Astyris) balzari n. sp.
Cominella (Cominella) distans n. sp.
Cryptochorda (Cryptochorda) ventricosa n. sp.
? Voluta supplicata n. sp.
Montia (Montia) boehmi n. sp.
Chrysallida coniuncta n. sp.
Chrysallida (Parthenina) depressa n. sp.
Chrysallida (Perparthenina) robusta n. sp.
Odostomia (Brachystomia) brevis n. sp.
Gilbertina nuda n. sp.

Infolge der Unvollständigkeit der Erhaltung waren nur dem Genus nach zu bestimmen:

Pseudomalaxis sp.
? Mathilda sp.
Syrnola sp.

In östlichen und teilweise auch in nördlichen Paleozängebieten sind beheimatet:

Montia (Montia) inaequiplicata (Briart et Cornet, 1870)
Montia (Montia) boehmi n. sp.
Eriptycha actaeoniformis (Netschaev, 1897)

In der Oberen Kreide von Nordamerika kommt vor:

Creonella cf. *subangulata* Sohl, 1964

5. Stratigraphische Ergebnisse

Unter meinem Material sind nur wenige paleozäne Arten seit längerem bekannt: *Montia (Montia) inaequiplicata* (Briart et Cornet, 1870) erscheint im Calcaire de Mons in Belgien und in der Nordukraine, also in zum Mont gehörigen Schichten. *Montia (Montia) boehmi* n. sp. ist auf die gleichen Schichten der Nordukraine beschränkt. *Erip-*

tycha actaeoniformis (Nitschaev, 1897) wurde ebenso aus der mittleren Wolga und der Nordukraine beschrieben. Gleichfalls Arten aus denselben Gebieten sind bei Traub (1979 und 1980) angeführt.

Makarenko, Kiew, der die unterpaleozäne Gastropodenfauna der Nordukraine (1976) meisterhaft bearbeitet hat, trat schon immer für das unterpaleozäne Alter der Oichinger Schichten ein. In seinen Briefen an mich (zuletzt vom 12. 2. 1981) bemerkt er „das Aussehen der Molluskenfauna ... als Montien bleibt". Allerdings hält er das Landénien von Belgien für möglich, wie ich es (1953) zuerst tat.

Es ist nicht von der Hand zu weisen, daß ursprünglich vom Mont in Belgien beschriebene Gastropoden auch in den nächst folgenden stratigraphisch höheren Schichten vorkommen, vor allem wegen der Gleichartigkeit der Fazies innerhalb der Oichinger Schichten. Diese umfassen nach Gohrbandt (1963) eine ununterbrochene Schichtfolge vom Dan bis Thanet. Während Gohrbandt für die von Traub (1938) beschriebene paleozäne Fauna aus dem Kroisbach ein Thanetalter angibt, spricht sich Hagn in Traub (1979) für den „Zeitbereich oberes Mont – tieferes Thanet" aus.

6. Schriftenverzeichnis

(siehe auch Traub, 1979 und 1980)

Archiac, A. d' & Haime, J. (1854): Description des Animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde. – 373 S., 36 Taf.; Paris.

Beyrich, E. (1853): Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., V: 273–358, Taf. 1–5; Berlin.

Cossmann, M. (1891): Cataloqe illustré des coquilles fossiles de l'Eocenè des invirons de Paris. – Ann. Soc. R. Malac. de Belgique, **26:** 1–162, Taf. 1–3; Bruxelles.

Nordsieck, F. (1972): Die europäischen Meeresschnecken (Opisthobranchia mit Pyramidellidae; Rissoacaea). – 327 S., 37 Taf., 4 Farbtaf.; Stuttgart (G. Fischer).

Schilder, F. A. (1927): Synopsis der Cypraeacea fossiler Lokalfaunen, I. Der Kressenberg. – Senckenbergiana **9**, H. 5: 196–222, 5 Abb.; Frankfurt a. M.

Schilder M. & Schilder F. A. (1971): A catalogue of living and fossiles cowries, Taxonomy and Bibliography of Triviacea and Cypraeacea (Gastropoda Prosobranchia). – Mém. Inst. R. Sci. natur. Belg., II. s., f. 85, 246 S.; Bruxelles.

Sohl, N. F. (1960): Archaeogastropoda, Mesogastropoda and Stratigraphy of the Ripley Owl Creek, and Prairie Bluff Formation. – U. S. geol. Surv. Prof. Paper, **331** – A, 151 S., 11 Fig., 1 Tab., 18 Taf.; Washington.

Traub, F. (1979): Weitere Paleozän – Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg mit einem mikropaläontologischen Beitrag von H. Hagn. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **19:** 93–123, 1 Abb., Taf. 12–18; München.

Traub, F. (1980): Weitere Paleozän – Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg, 1. Fortsetzung. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geologie, **20:** 29–49, Taf. 4–6; München.

Tafelerklärungen

Tafel 10

Fig. 1a–b: *Alvania laufensis* n. sp., Holotypus, 20×, BSP Nr. 1943 II 472, S. 44
Fig. 2a–b: *Alvania acuticostata* n. sp., Holotypus, 20×, BSP Nr. 1943 II 466, S. 44
Fig. 3a–b: *Rissoina (Rissoina) lata* n. sp., Holotypus, 10×, BSP Nr. 1943 II 501, S. 47
Fig. 4a–b: *Turboella (Turboella) humilis* n. sp., Holotypus, 20×, BSP Nr. 1943 II 465, S. 46
Fig. 5a–b: *Alvania angusticostata* n. sp., Holotypus, 10×, BSP Nr. 1943 II 471, S. 45
Fig. 6a–b: ? *Mathilda* sp. Orig., 14×, BSP Nr. 1943 II 458, S. 48
Fig. 7a–c: *Pseudomalaxis* sp. Orig., 7×, BSP Nr. 1943 II 464, S. 47
Fig. 8a–b: *Cryptochorda (Cryptochorda) ventricosa* n. sp., Holotypus, 2×, BSP Nr. 1943 II 494, S. 52
Fig. 9a–c: *Bernaya (Bernaya) kroisbachensis* n. sp., Holotypus, 1×, BSP Nr. 1943 II 454, S. 49
Fig. 10: *Bernaya (Bernaya) kroisbachensis* n. sp., Paratypus, 1×, BSP Nr. 1943 II 453, S. 49
Fig. 11a–c: *Bernaya (Bernaya) peschli* n. sp., Holotypus, 1×, BSP Nr. 1943 II 456, S. 49
Fig. 12a–b: *Astyris (Astyris) balzari* n. sp., Holotypus, 8×, BSP Nr. 1943 II 474, S. 50

Tafel 11

Fig. 1a–b: *Cominella (Cominella) distans* n. sp., Holotypus, 3×, BSP Nr. 1943 II 499, S. 51
Fig. 2a–b: *Chrysallida coniuncta* n. sp., Holotypus, 10×, BSP Nr. 1943 II 485, S. 55
Fig. 3a–b: *Chrysallida (Parthenina) depressa* n. sp., Holotypus, 8×, BSP Nr. 1943 II 503, S. 56
Fig. 4a–b: ? *Voluta supplicata* n. sp., Holotypus, 1×, BSP Nr. 1943 II 502, S. 53
Fig. 5a–b: *Montia (Montia) boehmi* n. sp., Holotypus, 1×, BSP Nr. 1943 II 479, S. 54
Fig. 6a–b: *Odostomia (Brachystomia) brevis* n. sp., Holotypus, 10×, BSP Nr. 1943 II 478, S. 57
Fig. 7: *Chrysallida (Perparthenina) robusta* n. sp., Holotypus, 5,5×, BSP Nr. 1943 II 488, S. 57
Fig. 8a–b: *Chrysallida (Perparthenina) robusta* n. sp., Paratypus, 8×, BSP Nr. 1943 II 489, S. 57
Fig. 9a–b: *Syrnola* sp., Orig., 10×, BSP Nr. 1943 II 481, S. 58
Fig. 10: *Creonella* cf. *subangulata* SOHL, 1964, Orig. 1, 6×, BSP 1943 II 475, S. 58
Fig. 11a–b: *Creonella* cf. *subangulata* SOHL, 1960, Orig. 2, 10×, BSP Nr. 1943 II 477, S. 58
Fig. 12a–b: *Eriptycha actaeoniformis* (NETSCHAEV, 1897), Orig., 3×, BSP Nr. 1943 II 462, S. 59
Fig. 13a–b: *Gilbertina nuda* n. sp., Holotypus, 8×, BSP Nr. 1943 II 497, S. 60

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 65–72 | München, 31. 12. 1981

Yajimaina n. gen., eine fernöstliche *Carinovalva*-Verwandte (Ostracoda; Trachyleberidinae)

Von Heinz Malz*)

Mit Tafel 12–13

Kurzfassung

Die neue Gattung *Yajimaina* wird aufgestellt für einen Formenkreis glattschaliger Trachyleberidinae, der bisher nur aus dem E-asiatischen Raum bekannt ist (Taiwan und Japan; Pliozän bis rezent). Ihre Ausstattung mit einer ventralen Grenzleiste erinnert sehr stark an die circum-mediterran verbreiteten *Carinovalva*-Arten, zu denen auch die aus dem Neuhofener Mergel Niederbayerns bekannte *C. neuhofenensis* (Witt 1967) gehört. – Die räumliche Differenzierung der beiden Gattungen ist wahrscheinlich entlang küstennaher Wanderwege in der miozänen Tethys erfolgt.

Abstract

The new genus *Yajimaina,* type species *Lixouria nipponica* Yajima 1978, is proposed for a group of smooth-shaped Trachyleberidinae that is so far known but from far Eastern regions in Taiwan and Japan from Pliocene to Recent. Its characteristic ventrolateral keel is reminiscent of *Carinovalva* species which are widely distributed within the circum-mediterranean realm from Oligocene to Pleistocene, including the occurrence of *C. neuhofenensis* (Witt 1967) in the Neuhofener Mergel of Lower Bavaria. The geographical differentiation of the two genera presumably took place during migration along shorelines in the Miocene Tethys.

Einleitung

Mit der Beschreibung von *Lixouria nipponica* Yajima 1978 aus pleistozänen Sedimenten der Bucht von Tokyo wird eine Frage aufgeworfen, die sich auch in vielen anderen Fällen stellen läßt, die jedoch nicht allgemein, sondern jeweils nur für den speziellen Einzelfall beantwortet werden kann: Inwieweit sind Gattungen und Arten weltweit ver-

*) Dr. H. Malz, Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25; D-6000 Frankfurt am Main 1

breitet? – Sehr oft wird nämlich durch äußerliche Ähnlichkeiten eine weltweite Verbreitung von Arten und oder Gattungen angenommen, für die jedoch eine getrennte Entwicklung über einen längeren Zeitraum hinweg belegt werden kann.

Ein markantes Beispiel dafür ist gegeben in der zunächst aus dem Mittelmeergebiet (Brady 1866), später auch aus dem japanischen Inland-Meer (Brady 1880) beschriebenen *Cythere hodgii*. Zwischen diesen weit auseinanderliegenden Gebieten wurden schließlich auch geographisch vermittelnde Funde in der Sunda-Straße nachgewiesen (Triebel 1941: Taf. 11 Fig. 123), so daß damit eine weltweite Verbreitung der Art als gesichert gelten konnte.

Wie inzwischen durch neuere Untersuchungen dargelegt wird, handelt es sich bei *Cythere hodgii* aber nicht nur um geographische Varianten einer Art, sondern sogar um Arten verschiedener Gattungen:

(a) *Cythere hodgii* Brady 1866 (Mittelmeergebiet) = Typus-Art von *Keijella* Ruggieri 1967;

(b) *Cythere hodgii* sensu Brady 1880 (Japanisches Inland-Meer) [syn. *Leguminocythereis bisanensis* Okubo 1975] = Typus-Art von *Bicornucythere* Shornikov & Shaitarov 1979.

Dieser Darstellung können zwar noch berechtigte Zweifel angehangt werden, weil sowohl Okubo (1975) als auch Shornikov & Shaitarov (1979) die Bestimmung von *Cythere hodgii* Brady 1866 als Typus-Art von *Keijella* entgangen war (jedenfalls fehlt ein entsprechender Bezug bei beiden Autoren). Wie mir aber Vergleichsmaterial aus dem Mittelmeergebiet und von Japan gezeigt hat, besteht eine Aufteilung in zwei Arten mit jeweils anderer Gattungszugehorigkeit zu Recht. Sowohl im Gesamthabitus als auch besonders im Bau des Vorderschlosses bestehen deutliche Unterschiede. Diese Unterschiede beziehen sich aber nicht nur auf zeitgleiche, etwa nur auf rezente Formen, die dann ja auch wiederum als geographische Varianten aufgefaßt werden könnten. Jeweils dieselben Merkmalsformen sind in beiden Gebieten auch schon im Pleistozän und im Pliozän nachweisbar. Weil dabei über längere Zeiträume hinweg „starre" Gehäuse-Merkmale unverandert und arealtreu beibehalten wurden, läßt sich deren genetische Fixierung spätestens seit dem Pliozän belegen, so daß der Zeitpunkt ihrer generischen Differenzierung dadurch ins Miozän zurückverlegt wird.

Dieselbe Datierung ergibt sich auch für die Differenzierung von *Yajimaina* n. g. und *Carinovalva* Sissingh 1973: Die circum-mediterran verbreiteten *Carinovalva*-Arten sind vom Oligozan bis zum Pleistozän nachgewiesen. Fur *Yajimaina* kann das Vorkommen vom Pliozän bis zur Gegenwart im E-asiatischen Raum belegt werden.

Mit dieser Datierung kann aber noch keine sichere Aussage über mögliche Wanderwege verbunden werden. „Zwischenstationen" sind (mir) bisher nicht bekannt. Wahrscheinlich lagen diese Wanderwege entlang einer untiefen Küstenlinie im Bereich der miozänen Tethys. Für diese Vermutung spricht bisher nur der Nachweis von obermiozänen *Keijella*-Arten (Doruk 1973 im „Stereo-Atlas") im Gebiet von Adana, Türkei, bei etwa 35° E. – *Keijella*-Bestimmungen von der E-Küste Indiens (Jain 1976, 1978) scheinen hingegen fraglich und sind wohl eher auf *Bicornucythere* zu beziehen.

Die detaillierten morphologischen Untersuchungen des europäischen *Carinovalva*-Materials und sein eingehender Vergleich mit den E-asiatischen *nipponica*-Funden belegen inzwischen den Schluß, daß in beiden Gebieten zwar äußerlich ähnliche Formen

vorliegen. Diese sind aber aufgrund deutlicher Merkmale generisch gut voneinander unterscheidbar (siehe unter „Beziehungen" von *Yajimaina* n. g.).

Die Arten-Vielfalt der circum-mediterranen *Carinovalva* ist dabei noch lange nicht erschöpfend erfaßt. In vielen Fällen beziehen sich artliche Bestimmung nämlich immer dann auf dasselbe Taxon, wenn bei annähernd zeitgleichen Funden aus verschiedenen Gebieten die gute stratigraphische Korrelierbarkeit durch dasselbe Taxon begründet werden soll; eine Schlange, die sich vom Schwanz her selber auffrißt. Dies bezieht sich besonders auf *rotundata*-Bestimmungen aus dem Burdigal von Algerien (Coutelle & Yassini 1974: 92) sowie aus dem „Andalusien" von S-Spanien (Moyes 1973: 286).

Problemstellung

Die einzige bisher bekannte Art der Gattung *Yajimaina* wurde zuerst als eine Art der Gattung *Lixouria* Uliczny 1969 beschrieben (Yajima 1978: 400; *Lixouria nipponica*). Bei der Typus-Art von *Lixouria,* nämlich *Cythereis unicostulata* Kuiper 1918 aus dem Septarienton einer Bohrung bei Winterswijk, Niederlande, handelt es sich jedoch um eine *Cytheretta*-Art, wie sie mir auch aus dem Miozän von Morsum Kliff auf Sylt bekannt ist (Taf. 12, Fig. 1). Bei einer Neu-Untersuchung des Kuiper'schen Belegmaterials kommen Uliczny (1971) und Sissingh (1973) dabei zu teilweise anderen Ergebnissen: Während Uliczny die Kuiper'sche Art als eine „*Brachycythere* ?" darstellt, schließt Sissingh ihre Cytherettinae-Verwandtschaft nicht aus („may be related to the Cytherettinae"). Inzwischen kann die *Cytheretta*-Bestimmung jedoch als gesichert gelten, so daß *Lixouria* als jüngeres Synonym von *Cytheretta* G. W. Müller 1894 entfällt[1]).

Durch eine Fehlbestimmung waren mit dem Artnamen *unicostulata* gleichzeitig aber auch jungpliozäne Formen von der W-griechischen Insel Kephallinia belegt worden (Uliczny 1969: Taf. 9, Fig. 2–4; Taf. 18, Fig. 2), auf die sich Yajima (1978: 401) bei der Diskussion um die Beziehungen ihrer neuen Art *nipponica* bezieht.

Nach Kenntnis des Kuiper'schen Belegmaterials wurde die Fehlbestimmung der W-griechischen Stücke jedoch gleich von zwei Seiten revidiert: Uliczny (1971: 735) gründet darauf die neue Art *Incongruellina (Lixouria) patrasiensis;* Sissingh (1973: 146) verweist die Art in die Synonymie von *Carinovalva testudo* (Namias 1900).

Die ursprüngliche *testudo*-Bestimmung bezieht sich dabei auf unterpleistozäne (Santernian-)Stücke vom Monte Mario bei Rom, für die Ruggieri (1972: 102) unter anderem eine maximale Länge von 0,81 mm als ein erstes Unterscheidungsmerkmal gegenüber der deutlich größeren Pliozän-Art angegeben hat. In der weiten Artfassung von *C. testudo* durch Sissingh (1973: 146) werden deshalb nicht nur sehr verschieden große Formen, sondern sowohl solche mit glattem (Taf. 13, Fig. 15) als auch solche mit gezähneltem Mittelschloß *(Ruggieria carinata* Moyes 1965) in einer Art zusammengefaßt.

---

[1]) Die Ähnlichkeit mit *Cytheretta* wird auch von Uffenorde (1981: 172) diskutiert; er behält jedoch die generische Bestimmung von *unicostulata*-Stücken aus dem Chattium des Gebiets zwischen Lüneburg und Uelzen noch einschränkend bei (*„Lixouria"* in Anführungsstrichen), weil er eine Entscheidung über die nomenklatorische Auslegung dieser „falsch bestimmten Typusart" der ICZN anheimstellt (IRZN; Art. 70a). – Die neue Gattung *Yajimaina* bleibt von einer solchen Entscheidung der ICZN aus taxonomischen Gründen unberührt.

Schloß-Merkmale, wie etwa „glatt" oder „gezähnelt", werden anderwärts zur Kennzeichnung von Gattungen oder Untergattungen herangezogen. Im Falle von *C. testudo* (sensu SISSINGH 1973: 146) werden sie in ihrer Wertigkeit auf intraspezifische Variation herabgesetzt. Diese Abwertung ließ mir eine Überprüfung von *Carinovalva*-Material notwendig erscheinen. Dabei stellte sich heraus, daß unter der *testudo*-Bestimmung eine ganze Reihe von Arten einbezogen sind, die noch einer nomenklatorischen Fixierung bedürfen: Aus verschiedenen Pliozän-Proben von Castell'arquato, Valle Andona, Parma, Agrigento sowie von Vaugrenier konnte ich eine Reihe von Populationen miteinander vergleichen, die unter sich jeweils einheitliche Merkmale aufweisen, aber deutlich arealbezogene Unterschiede erkennen lassen. Großenunterschiede spielen dabei insofern eine Rolle, weil z. B. der Sexualdimorphismus bei Stücken von Vaugrenier (Xe 12229: ♀ 0.75; ♂ 0.87) deutlicher ausgeprägt ist als bei Stücken von Parma (Xe 12228: ♀ 0.95; ♂ 1.00). In der Form des Ventralkiels sind scharfgratige Kiele in der einen und wulstig breite Kiele in der anderen Population gute Hinweise auf brauchbare Unterscheidungsmerkmale. Ganze Populationen ohne einen Sporn am Hinterende des Kiels stehen solchen mit einem Kiel gegenüber. Opake Flecken auf dem Gehäuse (RUGGIERI 1972: 102) sind circumventral, hinter dem Narbenfeld oder in einem breiten senkrechten Mittelstreifen nachweisbar, in ihrer Lage aber jeweils konstant für eine Population. Weil sodann noch, jeweils einheitlich, glatte oder gezähnelte Mittelschlösser feststellbar sind, erweist sich die Sammelart „*testudo*" als zu weit gefaßt.

Eine Synonymie der großwüchsigen *C. patrasiensis*[2]) mit *C. testudo* scheint mir deshalb materialmäßig nicht genügend begründet. Eine sichere Abgrenzung gegenüber den pleistozänen *testudo*-Stücken vom Monte Mario (locus typicus) ist zwar mangels einer entsprechenden Typus-Festlegung bisher nicht möglich, aufgrund der von RUGGIERI (1972: 102) gegebenen Daten aber sehr wahrscheinlich.

Yajimaina n. g.

Typus-Art: *Lixouria nipponica* YAJIMA 1978.

Name: Zu Ehren von MICHIKO YAJIMA, Tokyo, die das Vorkommen der Typus-Art in pleistozänen Sedimenten der Bucht von Tokyo bekanntgemacht hat.

Diagnose: Eine Gattung der Trachyleberidinae (Brachycytherini) mit symmetrischem Gehäuse, ventradem Kiel auf den glatten Seitenflächen und abgeplatteten Ventralflächen. Schloß amphidont; in der größeren L terminal mit je einer länglichen, ovalen Zahngrube, von denen die vordere von unten her in der Mitte etwas eingeschnürt ist. Zwischen den beiden terminalen Zahngruben mit einer geraden, dicht gezähnelten Mittelschloßleiste, die vorn oberhalb eines niedrigen, stumpf-konischen Zahns verläuft. Unterhalb des Vorderschlosses liegt eine sichelförmig schmale, untiefe Falte, die als verkümmerter Augenbecher gedeutet wird; eine entsprechende Aufwölbung ist auf der Außenseite nicht feststellbar. Verschmolzene Zone mäßig breit; anteroventral ist ein schmaler Streifen freier Innenlamelle entwickelt. Marginale Porenkanäle nicht zahlreich; vorn etwa 15, hinten 8 fadenförmige, schwach gebogene Kanäle, die in der unteren Hälfte

[2]) Die Maße von *C. patrasiensis* (ULICZNY 1971) wurden am Original-Material neu ermittelt: ♀ (bis 0,93 mm) sind nur geringfügig kleiner als ♂ (bis 0,95 mm); bei gleicher Länge sind ♂ deutlich niedriger als ♀.

dichter zusammenstehen als oben; sie münden meist distal vom Saum auf der Außenleiste. Narbenfeld cytherid; vor der vertikalen Reihe von vier übereinanderliegenden Schließmuskelnarben liegt eine hufeisenförmige Antennalnarbe sowie eine sehr kleine Mandibularnarbe. Etwas oberhalb vor der Viererreihe liegt ein rundlicher mandibularer Stützfleck.

Beschreibung: Wie für die Typus-Art; siehe YAJIMA (1978: 401).

Beziehungen: Die neue Gattung ähnelt zwar in der Form ihres Gehäuses und in ihrem Ventralkiel äußerlich der Gattung *Carinovalva* SISSINGH 1973. Im Bau des Vorderschlosses, in der Ausbildung der verschmolzenen Zone und in der Anzahl der marginalen Porenkanäle lassen sich aber deutliche Unterschiede aufzeigen: Dem hoch rechteckigen Zahn im Vorderschloß der R von *Yajimaina* steht ein nach vorn abgestufter, rundlicher Knopfzahn bei *Carinovalva* gegenüber (vgl. Taf. 13, Fig. 9b mit Taf. 12, Fig. 4). Nach hinten unten umschließt die Basis des *Carinovalva*-Zahns eine rundliche Zahngrube, die dann in die gezähnelte Furche des Mittelschlosses übergeht (Taf. 12, Fig. 7); hingegen reicht die gezähnelte Mittelschloßfurche der R von *Yajimaina* bis dicht hinter den vorderen Schloßzahn. Die Basis dieses Zahns fällt schräg nach hinten ab, so daß zwischen dieser Basis und dem vorderen Abschnitt der Mittelschloßfurche nur eine untiefe Lücke ausgebildet ist (Taf. 13, Fig. 9b). – Die verschmolzene Zone reicht bei der L von *Yajimaina* bis hinter das Vorderschloß; erst dahinter befindet sich dann die schmale Falte, die auf einen verkümmerten Augenbecher hinweist (Taf. 13, Fig. 12b). Bei *Carinovalva* läuft die verschmolzene Zone bereits vor dem Vorderschloß aus, und die rundliche Öffnung zum Augenfleck liegt unmittelbar darunter (Taf. 13, Fig. 15b). – In der verschmolzenen Zone von *Yajimaina* sind vorn und hinten jeweils nur halbsoviel marginale Porenkanäle vorhanden wie bei *Carinovalva*. – Aufgrund des äußeren Habitus besteht auch eine große Ähnlichkeit mit der Gattung *Dahomeya* APOSTOLESCU 1961, die aber wegen ihres abgestuften vorderen Schloßzahns eher auf engere Beziehungen zu *Carinovalva* als zu *Yajimaina* hinweist.

Verbreitung: SW-Taiwan – Japan.

Vorkommen: Pliozän – rezent. Für die aus pleistozänen Ablagerungen von Kisarazu bei Tokyo beschriebene *Y. nipponica* kann hiermit auch der Nachweis in der ebenfalls pleistozänen Szekou Formation von SW-Taiwan erbracht werden. Die Art ist dort in fast allen Proben häufig bis sehr häufig. – Ein weiterer Nachweis der Gattung erstreckt sich auf den unteren (pliozänen) Abschnitt der Maanshan Formation von SW-Taiwan. Es handelt sich dabei um wenige Stücke einer neuen *Y.*-Art (Xe 12225-6), die durch eine kurze Mittelrippe oberhalb des Ventralkiels gekennzeichnet ist. – Rezente Stücke aus der Mutsu-Bay von N-Japan bedürfen noch der artlichen Bestimmung, die sich bei weiteren Funden vielleicht auch auf den Weichkörper-Befund stützen kann. Bisher liegen mir nur einige isolierte Klappen vor (Xe 12227), die sehr gut mit denen von *Y. nipponica* übereinstimmen. – Weitere *nipponica*-Bestimmungen sind sodann noch aus dem Ostchinesischen Meer bekannt, wo die Art in Bodenproben aus 70 m bis 120 m Tiefe gefunden wurde (ISHIZAKI 1981: Tab. 2).

Biotop: Marin; küstennaher Flachwasser-Bereich und Schelf.

Danksagung

Zur sicheren Abgrenzung der neuen Gattung *Yajimaina* gegen *Carinovalva* Sissingh 1973 war es unerläßlich, veröffentlichtes Belegmaterial zum Vergleich heranzuziehen. Prof. Dr. H. Hagn, München, ermöglichte mir, das Belegmaterial zu Witt (1967) aus dem Neuhofener Mergel von Niederbayern sowie das Material zu Uliczny (1969) aus dem Pliozän der W-griechischen Insel Kephallinia zum Vergleich heranzuziehen. Für die stets freundlich gewährte Unterstützung sage ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank. – Belegmaterial zu *Yajimaina nipponica* von SW-Taiwan ist auch hinterlegt in der Bayerischen Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie, München (BSP).

Angeführte Schriften

Coutelle, A. & Yassini, I. (1974): Ostracodes du Miocène de la Vallée de la Soummam, Algérie nord-orientale. – Rev. esp. Micropaleontol., **6** (1): 85–99, 2 Abb., 3 Taf.; Madrid.

Ishizaki, K. (1981): Ostracoda from the East China Sea. – Sci. Rep. Tohoku Univ., (2) Geol., **51** (1/2): 37–65, 1 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Sendai.

Jain, S. P. (1976): Holocene Ostracoda from the Chilka Lake, Orissa. – Proc. VIth indian Colloq. Micropaleontol. Stratigr.: 126–134, 1 Abb., 2 Taf.; Chandigarh.

Jain, S. P. (1978): Recent Ostracoda from Mandvi Beach, West Coast of India. – Bull. indian geol. Assoc., **11** (2): 89–139, 1 Abb., 6 Taf.; Chandigarh.

Moyes, J. (1973): Les Ostracodes de la coupe de Vejer de la Frontera. – XIII. Coloq. eur. Micropaleontol.: 285–287, 1 Tab.; Madrid.

Okubo, J. (1975): *Callistocythere pumila* Hanai, 1957 and *Leguminocythereis bisanensis* sp. nov. in the Inland Sea, Japan (Ostracoda). – Proc. jap. Soc. systematic Zool., Nr. 11: 23–31, 3 Abb.; Tokyo.

Ruggieri, G. (1972): Su alcuni Ostracodi marini plio-pleistocenici mediterranei. – Atti Soc. ital. Sci. natur. Mus. civ. Staz. natur. Milano, **113** (1): 89–113, 9 Abb.; Pavia.

Shornikov, E. I. & Shaitarov, S. V. (1979): Eine neue Ostracoden-Gattung aus fernöstlichen Meeren. – Biol. Meere, **2:** 41–47, 3 Abb., 1 Taf.; Kiew. [In Russ.]

Sissingh, W. (1972): Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc. – Utrecht micropaleontol. Bull., **6:** 1–187, 44 Abb., 3 Tab., 12 Taf.; Utrecht.

Sissingh, W. (1973): *Carinovalva* n. g. (Ostracoda), and comments on the ostracode genus *Lixouria* Uliczny (1969). – Proc. koninkl. nederl. Akad. Wet., Ser. B, Paleontol., **76:** 143–147, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Amsterdam.

Triebel, E. (1941): Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostracoden. Mit Beschreibung einiger neuer Gattungen und Arten. – Senckenbergiana, **33** (4/6): 294–400, 2 Abb., 15 Taf.; Frankfurt am Main.

Uffenorde, H. (1981): Ostracoden aus dem Oberoligozän und Miozän des unteren Elbe-Gebietes (Niedersachsen und Hamburg, NW-deutsches Tertiärbecken). – Palaeontographica, Abt. A, **172:** 103–198, 16 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

Uliczny, F. (1969): Hemicytheridae und Trachyleberididae (Ostracoda) aus dem Pliozän der Insel Kephallinia (Westgriechenland). – Diss. Univ. München: 1–152, I–XI, 12 Abb., 5 Tab., 18 Taf.; München.

Uliczny, F. (1971): Zur Revision des Genotypes von *Incongruellina (Lixouria)* Uliczny 1969 (Crustacea, Ostracoda). – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 12 f. 1971: 734–740, 4 Abb.; Stuttgart.

Yajima, M. (1978): Quaternary Ostracoda from Kisarazu near Tokyo. – Trans. Proc. paleontol. Soc. Japan, n. S., Nr. 112: 371–409, 12 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Tokyo.

Yassini, I. (1979): Répartition des Ostracodes dans une série marine régressive d'âge Pliocène dans la région d'Alger, Algérie. – Rev. Micropaléontol., **22** (2): 89–124, 2 Abb., 11 Taf.; Paris.

Tafelerläuterungen

Tafel 12

Fig. 1: *Cytheretta unicostulata* (KUIPER 1918)
Morsum-Kliff auf Sylt. Miozän.
1. ♂ R (0.84) von innen im Durchlicht (marginale Porenkanäle im vorderen Drittel spindelförmig erweitert); etwa ×70. – SMF Xe 12213.

Fig. 2: *Carinovalva* cf. *testudo* (NAMIAS 1900)
Agrigento; Sizilien. Pliozän.
2. ♀ R (0.83) von außen; etwa ×60. – SMF Xe 12216.

Fig. 3–4: *Carinovalva fongolini* (CARBONNEL 1969)
La Sablaire b. Saubrigues; SW-Frankreich. Burdigal.
3. ♀ L (0.78) von oben im Durchlicht (Mittelgeschoß gezähnelt); etwa ×200. – SMF Xe 12217.
4. ♀ R (0.73) von oben im Durchlicht (vorderer Knopfzahn nach vorn abgestuft); etwa ×200. – SMF Xe 12217.

Fig. 5–6: *Yajimaina nipponica* (YAJIMA 1978)
Quellgebiet des Toukou, nahe Tsailuhsian; SW-Taiwan. Szekou Formation; Pleistozän.
5. ♀ R (0.68) von innen; a) vergrößerter Teilausschnitt des Vorderendes (der schmale Abschnitt des anteroventralen Vestibulums ist durch Pfeile markiert; etwa ×250, b) zentrales Narbenfeld; etwa ×160. – SMF Xe 12219.
6. ♀ L (0.67) von oben (im vorderen Teil des Mittelschlosses reicht die gezähnelte Schloßleiste über den stumpf konischen Zahn hinweg bis zum Vorderschloß; siehe Pfeil!); etwa ×235. – SMF Xe 12220.

Fig. 7: *Carinovalva neuhofenensis* (WITT 1967)
Mitterdorf; Niederbayern. Neuhofener Mergel; Unter-Ottnang.
7. R (0.77; ? ♂) von innen (vergrößerter Teilausschnitt des Schlosses und des zentralen Narbenfelds; der Pfeil weist auf die rundliche Öffnung zum Augenbecher); etwa ×200. – SMF Xe 12115.

Tafel 13

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa ×70.

Fig. 8: *Carinovalva neuhofenensis* (WITT 1967)
Mitterdorf; Niederbayern. Neuhofener Mergel; Unter-Ottnang.
8. R (0.74; ? ♀) von oben (vorderer Schloßzahn deutlich nach vorn abgestuft). – SMF Xe 12114.

Fig. 9–13: *Yajimaina nipponica* (YAJIMA 1978)
Quellgebiet des Toukou, nahe Tsailuhsian; SW-Taiwan. Szekou Formation; Pleistozän.
9. ♀ R (0.68); a) von innen, b) vergrößerter Teilausschnitt des Schlosses, etwa ×110. Der Pfeil weist auf eine untiefe Falte unterhalb des Vorderschlosses. Die gezähnelte Furche des Mittelschlosses verläuft bis dicht hinter den vorderen Schloßzahn, dessen Basis schräg nach hinten verläuft. – SMF Xe 12219.
10. ♂ R (0.65) von außen. – SMF Xe 12220.

11. ♀ G (0.68) von unten. – SMF Xe 12221.
12. ♀ L (0.71); a) von innen, b) vergrößerter Teilausschnitt (die verschmolzene Zone reicht bis hinter das Vorderschloß; vergl. dagegen Fig. 15b), etwa ×105. SMF Xe 12221.
13. ♀ G (0.69) von rechts. – SMF Xe 12220.

Fig. 14–15: *Carinovalva patrasiensis* (ULICZNY 1971)
Kap Liakas auf Kephallinia; W-Griechenland. Ober-Pliozän (Pr. 3045).
14. ♀ R (0.90) von außen. – BSP Ostr. 394.
15. ♀ L (0.93); a) von innen (vor und unterhalb des Vorderschlosses mit rundlicher Öffnung zum Augenbecher), b) Teilausschnitt des Vorderschlosses (die verschmolzene Zone endigt vor dem Vorderschloß; vergl. dagegen Fig. 12b), etwa ×250. – Holotypus (des. ULICZNY 1971). – BSP Ostr. 393.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 73–80 | München, 31. 12. 1981

Über drei Zahnplatten von *Ceratodus* aus der ägyptischen Kreide

Von Michel Martin*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 14

Kurzfassung

Die Zahnplatte (BSPM 1912 VIII 10) aus Bahârîje (unterstes Cenoman, südl. Ägypten), die Peyer (1925) unter *Ceratodus africanus* Haug eingeordnet hat, wird als *C. humei* Priem bestimmt. Das Original zu Stromer & Weiler (1930) aus Mahamîd (Senon, Oberägypten), das Weiler zu *Ceratodus* sp. gestellt hatte (S. 25, Taf. 1, Fig. 2a, b), wird unter *C. protopteroides* Tabaste eingeordnet. Die juvenile Zahnplatte *Ceratodus* sp. (Stromer & Weiler 1930, S. 26, Taf. 1, Fig. 3) wird zu *C. africanus* gestellt. Das Praeartikulare der Platte von *C. protopteroides* zeigt, daß dieser Knochen bei *C. protopteroides* und *C. humei* sehr ähnlich ist. Diese zwei Arten sind sicher phylogenetisch sehr nahe verwandt.

Abstract

The toothplate (BSPM 1912 VIII 10) from Beharija (lower Cenomanian, South Egypt) that Peyer (1925) referred to *Ceratodus africanus* Haug is referred to *C. humei* Priem. Toothplate Stromer and Weiler (1930) from Mahamid (Senonian, upper Egypt) which has been previously referred to *Ceratodus* sp. by Weiler (p. 25, pl. 1, fig. 2a, b) is determinated as *C. protopteroides* Tabaste. The small young toothplate from the same region and level (Stromer & Weiler 1930. S. 26, pl. 1, fig. 3) which was determinated as *Ceratodus* sp. is referred to *C. africanus*. The prearticular of the plate now referred to *C. protopteroides* is very similar to the same bone of *C. humei*. These two species are surely closely related.

Inhalt

Einleitung 74
Systematischer Teil und Beschreibung 74
Vergleiche von *C. humei* mit *C. protopteroides* 78
Folgerung 78
Schriftenverzeichnis 79

*) Dr. M. Martin, Centre Universitaire d'Avignon, Facultés des Sciences, Laboratoire de Géologie, 33, Rue Louis-Pasteur, F-84000 Avignon.

Einleitung

Unter dem Material der Bahârîje-Stufe (unterstes Cenoman, südl. Ägypten), das PEYER (1925) bearbeitete, befand sich auch eine große, abgekaute Zahnplatte eines rechten Unterkiefers, die PEYER (1925, Taf. 1, Fig. 23a, b) abbildete und zu *Ceratodus africanus* HAUG 1905 stellte. Der „Zahn" gehört jedoch nicht zu dieser Art. In seiner Arbeit über die Fische von Mahamid (Obersenon, Oberagypten) rechnete WEILER zwei Zahnplatten zu *Ceratodus* sp. Die hier im einzelnen behandelte größte Zahnplatte (STROMER & WEILER 1930, Taf. 1, Fig. 2a, b) ist sicher zu *C. protopteroides* TABASTE 1963 zu stellen, während die Zahnplatte des jugendlichen Exemplars (STROMER & WEILER 1930, Taf. 1, Fig. 3) bei *C. africanus* einzuordnen ist.

Systematischer Teil und Beschreibung

„Unterklasse" *Dipnoi* MÜLLER 1844
Ordnung *Ceratodontiformes* BERG 1940
Familie *Ceratodontidae* GILL 1872
Gattung *Ceratodus* AGASSIZ 1838

Ceratodus humei PRIEM 1914
Abb. 1D, Taf. 14, Fig. A–B

1914 *Ceratodus humei* PRIEM, S. 368, Taf. 10, Fig. 18, 19.
1924 *Ceratodus humei* PRIEM, S. 19, 20.
1925 *Ceratodus humei* PEYER, S. 29.
1925 *Ceratodus africanus* PEYER, S. 10, 11, Taf. 1, Fig. 23a, b.
1943 *Ceratodus humei* ARAMBOURG & JOLEAUD, S. 46, 47, 48, Taf. 3, Fig. 2–8, Abb. 4B.
1963 *Ceratodus humei* TABASTE, S. 443, 55, 57, 58, Taf. 2, Fig. 1, 22, Abb. 4b.
1963 *Ceratodus* sp. TABASTE, S. 55, Taf. VI, Fig. 5
1966 *Ceratodus humei* LEHMAN, S. 291.
1972 *Ceratodus humei* CAPPETTA, S. 230.
1980 *Ceratodus humei* MARTIN, S. 7.

Terminologie: Die Zahnplatten dieser Art haben dreieckige Form. Die der Zunge zugekehrte Seite wird als Lingualrand oder lingualer Rand bezeichnet. Der nahezu mesial gelegene und von vorn nach hinten verlaufende Rand wird Mesialrand oder mesialer Rand genannt. Diese beiden Ränder bilden einen Winkel, den Innenwinkel oder inneren Winkel (Abb. 1, ABC =). Der erste Kamm ist mit dem Mesialrand verschmolzen. Der hintere Kamm wird letzter Kamm genannt. Die dritte Seite dieses Dreiecks, die dem Mundrand zugekehrten Enden der Kämme, wird Labialrand oder labialer Rand genannt.

Beschreibung: Diese Zahnplatte (BSPM 1912 VIII 10) unterscheidet sich durch ihre großen Maße (BC = 55 mm) und durch die starke Abnutzung der Kämme, die nur noch als leichte labiale Erhöhungen zu erkennen sind. Die Zahl der Kämme war nicht größer als 5 und betrug wahrscheinlich 4, was jedoch nicht nachweisbar ist, da die hintere Ecke der Zahnplatte zerbrochen ist. Am labialen Rand erscheinen diese Kämme wie schwache Faltelungen des Dentins, welches sehr dünn, das heißt höchstens 2 mm dick ist. Das ist das Hauptmerkmal, das diese Zahnplatte von *C. africanus* unterscheidet. Der Innenwinkel beträgt etwa 115°, was gut zu *C. africanus* paßt. Diese Zahnplatte ist unbe-

weglich im Praeartikulare verankert (Terminologie von WATSON & GILL 1923 und SCHULTZI 1969). Der Knochen ist massiv, der Mesialrand und der symphyseale Fortsatz sind dick und begrenzen eine Vertiefung, worin sich der Meckel'sche Knorpel befand. Diese Vertiefung schließt unterhalb des 2. Kammes ab.

Vergleiche: Diese Zahnplatte unterscheidet sich von *C. africanus* durch die geringe Dicke des Dentins; die abgekauten Zahnplatten von *C. africanus* sind immer etwa zwischen 5 und 10 mm dick und der Labialrand der Kämme ist scharf und vertikal gerichtet, was hier fehlt (PEYER 1925, Taf. 1, Fig. 1c, 16b und persönliche Beobachtung). Dafür spricht auch die geringere Entwicklung des vorderen Teils der Meckel'schen Grube, die bei *C. africanus* immer zwischen dem zweiten und ersten Kamm endet und die beinahe den ersten erreicht (Abb. 1F). Diese Zahnplatte unterscheidet sich außerdem sehr wahrscheinlich durch die Zahl der Kämme: die Zahnplatten von *C. africanus* tragen nie weniger als 5 Kämme.

Könnte diese Zahnplatte möglicherweise eine stark abgerollte Platte von *C. africanus* sein? Das ist sehr unwahrscheinlich; denn die Zahnplatten von *C. africanus* sind – wenn sie dick sind und transportiert wurden – stets fragmentarisch erhalten und von ihrer knochernen Basis getrennt; diese jedoch ist vollständig und mit dem Praeartikulare verschmolzen.

Dieser „Zahn" könnte auch eine Zahnplatte von *C. africanus* verkörpern, deren Dentin resorbiert wurde. Eine solche Resorption des Dentins ist von *Neoceratodus forsteri* (KREFFT 1871) (KEMP 1977) und von *C. serratus* AGASSIZ 1838 (persönliche Beobachtung) bekannt. Doch ist das ebenfalls unwahrscheinlich, da der Knochen in diesem Falle auch stark resorbiert wäre. In unserem Falle ist dieses jedoch nicht zu beobachten, im Gegenteil, die Zahnplatte ist hier sogar massiv (Taf. 14, Fig. A, A").

Die unteren Zahnplatten von *C. humei* sind gekennzeichnet durch 4–5 Radialkämme von quetschender Funktion. Diese Zahnplatten können von länglicher oder eher gedrungener Form sein, ähnlich wie die Platte selbst. Das Dentin kann auch dünner sein als bei *C. africanus* und das massive Praeartikulare enthält eine Meckel'sche Grube, die bis zum zweiten Kamm reicht (Abb. 1D). Auf sehr abgekauten Zahnplatten erscheinen die Kämme wie einfache, labiale Erhabenheiten von rundlicher Form (Taf. 14, Fig. B).

Die Morphologie der Zahnplatte entspricht ziemlich gut derjenigen bestimmter abgekauter Zahnplatten von *C. humei*, und ich bin der Meinung, daß diese Zahnplatte eher zur letzteren Art gestellt werden muß, als zu *C. africanus*.

PEYER (1925) hatte gezeigt, daß ontogenetische Entwicklung und Abnutzung dazu führen können, daß innerhalb einer Art ziemlich feine und scharfe „Zähne" übergehen in „Quetschzähne" und dickere Zahnplatten. So hatte er bereits vor dem Vorschlag von CHABAKOV (1930) darauf hingewiesen, daß die Formen lati und excisi dieses Autors nur deskriptiven Wert haben. Die irrtümliche Bestimmung PEYERS beeinträchtigt seinen Hinweis nicht.

Ceratodus protopteroides TABASTE 1963
Taf. 14, Fig. D–F, Abb. 1E

1930 *Ceratodus humei* WEILER, S. 25, Taf. 1, Fig. 1a, b.
1930 *Ceratodus* sp. WEILER, S. 25, Taf. 1, Fig. 2a, b.
1963 *Ceratodus protopteroides* TABASTE, S. 454, 55, 57, 58, Taf. VI, Fig. 3a, b, 4. Abb. 4f.
1966 *Ceratodus protopteroides* LEHMAN, S. 291, Abb. 27E.
1981 *Ceratodus protopteroides* MARTIN, S. 20.

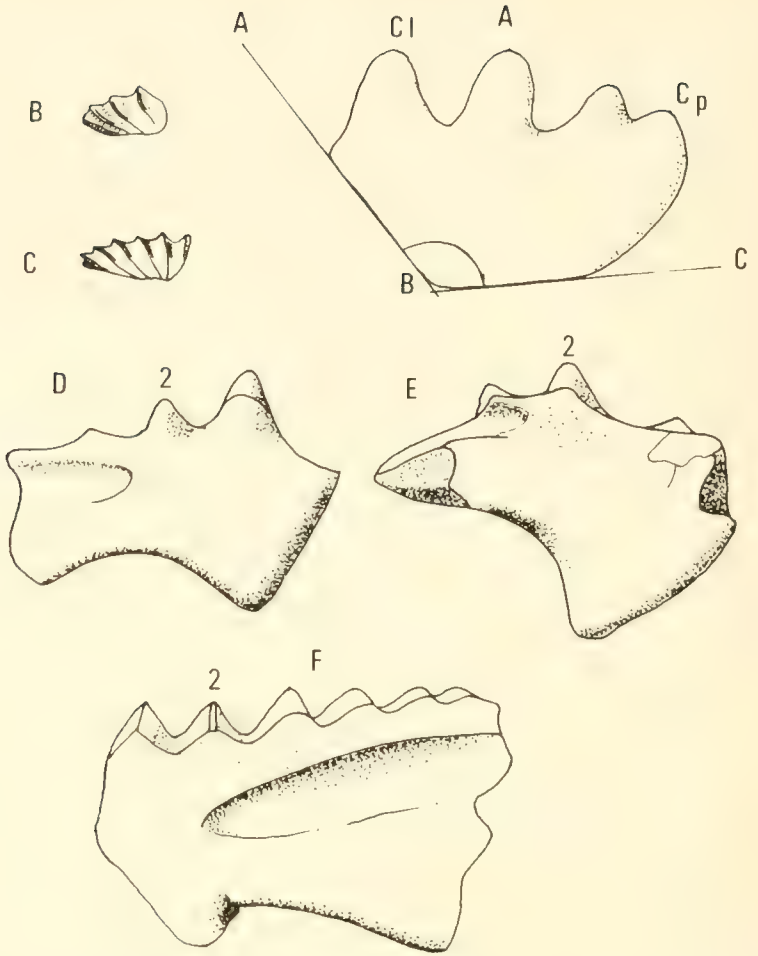


Abb. 1: A: Terminologie. ABC: Innenwinkel, BCl: Mesialrand, BCp: Lingualrand, ClCp: Labialrand, B: *Ceratodus africanus* HAUG 1905 (Orig.zu STROMER & WEILER); C:*Ceratodus africanus*, rechter jugendlicher Oberkieferzahn (MNHNP GDF 1177); D: *Ceratodus humei* PRIEM 1914, Unterfläche des Originals zu ARAMBOURG & JOLEAUD 1943 (Taf. III, Fig. 5, Unterkieferzahn); E: *Ceratodus protopteroides* TABASTE 1963 (BSPM 1911 XII 1), Unterfläche; F: *Ceratodus africanus* (MNHNP ohne Nummer) linker Unterkieferzahn, Unterfläche; Fig. D–F: 2 zweiter Kamm. Alle natürliche Größe.

Seit TABASTE (1963) diese neue Art aufgestellt hat, ist neues Material von *C. protopteroides* gefunden worden. So lautet die Diagnose hierzu: Zahnplatten, von denen 4 oder 5 Kämme nach dem Innenwinkel konvergieren und sich wie eine Kralle nach unten biegen. Die untere Fläche der Zahnplatte trägt eine feine Nervatur.

Ich habe zwei Zahnplatten von *C. protopteroides*, die 5 Kämme tragen, beobachtet (Taf. 14, Fig. F).

Beschreibung der Zahnplatte (BSPM 1911 XII 1): Die Zahnplatte entspricht nicht ganz dieser Diagnose, weil die Radialkämme nicht die Spitze des inneren Winkels erreichen, doch ist das eine Folge der Abnutzung. Das ist auch von anderen typischen *C. protopteroides* bekannt (TABASTE 1963 und persönliche Beobachtung).

Die Zahnplatte, welche an das Praeartikulare angeheftet ist, besitzt einen primären Kamm, der durch die Kontaktfläche des symmetrisch zu ihm liegenden Kammes abgeschnitten ist[1]). Der innere Winkel ist durch leichten postmortalen Abschliff abgerundet worden. Dieser Winkel beträgt 120°. Die Zahnplatte besaß 4 scharfe Kämme, welche gegen den inneren Winkel hin konvergierten. Die labiale Außenseite des ersten Kammes und die hintere Außenseite des „Zahns" mußten zerbrochen gewesen sein, da die Zahnplatte weniger lang erscheint als die Zahnplatte eines typischen *C. protopteroides* (Taf. 14, Fig. E, F). Das Praeartikulare ist dick und die Meckel'sche Grube endet vor dem 2. Kamm, während der symphyseale Fortsatz senkrecht zum ersten Kamm liegt (Abb. 1E). Die beiden Hemimandibularia sind gleichzeitig mit dem Praeartikulare und dem ersten Kamm verbunden.

Ceratodus africanus HAUG 1905
Abb. 1B. C. F; Taf. 14, Fig. C.

1905 *Ceratodus africanus* HAUG, S. 819, 20, Taf. 17, Fig. 2–5.
1924 *Ceratodus africanus* PRIEM, S. 19, 20.
1925 *Ceratodus africanus* PEYER, S. 1–32 pars, Taf. 1 pars, 2.
1930 *Ceratodus* sp. WEILER, S. 26, Taf. 1, Fig. 3.
1930 *Ceratodus africanus* WEILER, S. 26, T
1936 *Ceratodus africanus* LINCK, S. 53.
1936 *Ceratodus* STROMER, S. 16, 17, 18, 29, 30, 31, 32, 34, 72, 94.
1936 *Ceratodus africanus* STROMER, S. 29, 36, 37, 90, Abb. 12A.
1943 *Ceratodus africanus* ARAMBOURG & JOLEAUD, S. 43, 47, 48, Taf. 3 Fig. 1, Abb. 4A.
1963 *Ceratodus africanus* TABASTE, S. 437, 40, 41, 43, 46, 48, 53, 57, 58, Taf. 1, Abb. 2, 4a.
1966 *Ceratodus africanus* LEHMAN, S. 291, Abb. 27a.
1967 *Ceratodus africanus* VOROBJEVA, S. 85, 86.
1973 *Ceratodus* sp. DE BEAUMONT, Abb. 88
1974 *Ceratodus* WENZ (in DE BROIN et al.), S. 470.
1976 *Ceratodus africanus* TAQUET, S. 56.
1979 *Ceratodus africanus* MARTIN, S. 91.
1980 *Ceratodus africanus* WENZ, S. 188, 89
1980 *Ceratodus africanus* MARTIN, S. 7.
1980 *Ceratodus africanus* MARTIN, S. 51, 52, 53, Taf. 2, Fig. N.

Beschreibung der Zahnplatte (Orig. zu WEILER 1930, Abb. 1B): Es handelt sich hierbei um eine kleine Zahnplatte mit mindestens 5 scharfen konvergierenden Kämmen. Der Mesialrand ist zerbrochen, so daß der erste Kamm nur der Zweite sein könnte, welches jedoch unwahrscheinlich ist. Der „erste" Kamm hat eine Länge von $^2/_3$ des labialen Randes. Die Kämme der Zahnplatten von erwachsenen *C. africanus* konvergieren nicht gegen die Spitze des inneren Winkels. Ein solcher Verlauf wird erreicht durch Resorption des Dentins (KEMP 1977). In gleicher Weise entwickeln sich die letzten Kämme

[1]) Das Dentin der Zahnplatte BSPM 1912 VIII 10 ist so dünn, daß sich auch nicht beweisen läßt, ob die einander symmetrischen Zahnplatten sich an ihren ersten Kämmen berührten.

von *N. forsteri* nur bei erwachsenen Individuen (Kemp 1977). Die Zahnplatten der jungen Fische sind nur mit 4 oder 5 Radialkämmen versehen. Es besteht kein Zweifel, daß die Zahnplatten von *C. africanus* die selben Entwicklungsetappen durchlaufen haben. Ich ordne daher diese kleine Zahnplatte unter *C. africanus* ein. Sie unterscheidet sich von *C. tiguidiensis* Tabasti 1963 durch die Zahl der Kämme. Die kleinen Zahnplatten von *C. tiguidiensis* tragen mindestens 6 Radialkämme. Außerdem unterscheidet sich die Platte durch ihre Proportionen von *C. humei* und von *C. protopteroides*.

Vergleiche von *C. humei* mit *C. protopteroides*

Die unteren Zahnplatten dieser Arten sind sehr ähnlich. Der erste Kamm trägt eine sehr auffallende Verdickung, welche durch Kontakt an der Oberfläche abgeschliffen ist. Die Zahnplatten sind relativ lang und mit 4 oder 5 scharfen Kämmen ausgestattet, welche strahlenförmig zum inneren Winkel hin konvergieren. Durch die Abnützung ist der strahlenförmige Verlauf der Kamme nicht mehr erkennbar. Die Kamme erscheinen wie die von „Quetschzähnen", sobald sie erodiert sind. Die oberen Zahnplatten unterscheiden sich stärker. Diejenigen von *C. protopteroides* sind stets lang und tragen 5 Kämme. Im Gegensatz dazu sind manche Zahnplatten von *C. humei* gedrungen, teilweise daher, weil an der Kontaktfläche ein großer Teil des mesialen Randes des ersten Kammes abgeschliffen wurde.

Das Praeartikulare ist bei beiden Arten sehr ähnlich. Es ist mächtig, dick und die Meckel'sche Grube endet vor dem 2. Kamm. Die beiden Arten stehen einander phylogenetisch sicher sehr nahe. *C. protopteroides* verkörpert vielleicht nur den Grenzbereich der Variationsbreite von *C. humei*.

Folgerung

Die neuen Bestimmungen dieser Zahnplatten lassen die stratigraphischen Schlußfolgerungen von Peyer (1925) und Weiler & Stromer (1930) unverändert, zumal *C. humei* und *C. protopteroides* durch die ganze Kreide und *C. africanus* bis zum Senon (In Beceten) in Afrika bestehen. Diese drei Arten sind Süßwasserbewohner und haben die gleiche ökologische Bedeutung.

Das Praeartikulare von *C. protopteroides* war noch nicht bekannt. Das Exemplar BSPM 1911 XII 1 beweist, daß dieser Knochen von *C. protopteroides* und jener von *C. humei* einander sehr ähnlich sind.

Dank

Zu danken habe ich Herrn Hauptkonservator Dr. P. Wellnhofer (BSP München) für freundliche Hilfe in Munchen, Herrn Dr. M. Warth, der diesen Artikel freundlich übersetzt hat, und den Herren H. Lumpe und C. Abrial für die Fotos.

Abkürzungen

BSPM Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München

MNHNP Museum national d'Histoire naturelle Paris

Schriftenverzeichnis

ARAMBOURG, C. & JOLEAUD, L. (1943): Vertébrés fossiles du bassin du Niger. – Bull. Serv. Mines A. O. F., 7: 31–84, 10 Abb., 5 Taf.; Dakar.

BEAUMONT DE, G. (1973): Guide des Vertébrés fossiles. – 1–476, 410 Abb., 44 Taf.; Neufchâtel (Delachaux et Niestlé).

BROIN DE, F., BUFFETAUT, E., KOENIGUER, J. C., RAGE, J. C.
RUSSELL, D., VERGNAUD GRAZZINI, C. & WENZ, S. (1974): La faune de Vertébrés continentaux du gisement d'In Beceten (Sénonien du Niger). – C. R. Acad. Sci., 279 D: 469–472; Paris.

CAPETTA, H. (1972): Les poissons crétacés et tertiaires du Bassin des Iullemmeden (République du Niger). – Palaeovertebrata, 5 (5): 179–251, 10 Abb., 13 Taf.; Montpellier.

CHABAKOV, A. V. (1932): Description des restes de Ceratodontidae trouvés dans les calcaires triasiques du mont Bogdo (Russisch). – Rav. Instit. paléozool. Acad. sci., I: 1–45, 1 Taf.; Leningrad.

HAUG, E. (1905): Documents de la mission saharienne: mission Foureau-Lamy: Paléontologie. – Soc. Géog.: 751–832, 5 Taf.; Paris.

KEMP, A. (1977): The pattern of tooth plate formation in the Australian lungfish *Neoceratodus forsteri* (Krefft). – Zool. J. Linn. Soc., 60: 223–258, 5 Abb., 7 Taf.; London.

LEHMAN, J. P. (1966): Dipnoi: in PIVETEAU, J. (ed.), Traité de Paléontologie, IV (3): 245–300, 43 Abb., 2 Taf.; Paris (Masson et Cie).

LINCK, O. (1936): Ein Lebensraum von *Ceratodus* im Stubensandstein des Strombergs mit *Ceratodus rectangulus* n. sp. und anderen Arten. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 92: 45–68, 2 Taf.; Stuttgart.

MARTIN, M. (1979): *Arganodus atlantis* et *Ceratodus arganensis* deux nouveaux Dipneustes du Trias supérieur continental marocain. – C. R. Acad. Sci.; 289 D: 89–92, 4 Abb.; Paris.

MARTIN, M. (1980a): Revision of *Ceratodus concinnus* PLIENINGER. – Stuttgarter, Beitr. Naturk., 56 B: 1–15, 3 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

MARTIN, M. (1980b): La phylogénie des Cératodontidés: quelques hypothèses de travail. – C. R. 105. cong. natl. soc. savantes: 47–59, 3 Taf.; Paris.

MARTIN, M. (1981): Les Dipneustes et Actinistiens du Trias supérieur continental marocain. – Stuttgarter, Beitr. Naturk.; 69 B: 1–28, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

PEYER, B. (1925): Wirbeltierereste der Bahârije-Stufe (unterste Cenoman). Die *Ceratodus*-Funde. – Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Abt., 30: 1–32, 2 Taf.; München.

PRIEM, F. (1914): Sur des Vertébrés du Crétacé et de l'Eocène d'Egypte. – Bull. Soc. géol. France, 14: 366–382, 1 Taf.; Paris.

PRIEM, F. (1924): Paléontologie de Madagascar. 12. Les poissons fossiles. – Ann. Paléont., 13: 107–132, 7 Taf.; Paris.

SCHULTZE, H. P. (1969): *Griphognathus* GROSS, ein langschnauziger Dipnoer aus dem Oberdevon von Bergisch Gladbach (rheinisches Schiefergebirge) und von Lettland. – Geologica et Palaeontologica, 3: 21–78, 43 Abb., 9 Taf.; Marburg.

STROMER, E. (1936): Bahârije-Kessel und Stufe mit deren Fauna und Flora ergänzende Zusammenfassung. – Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Abt., 33: 1–102, 21 Abb., 1 Taf.; München.

STROMER, E. & WEILER, W. (1930): Beschreibung von Wirbeltier-Resten aus dem nubischen Sandsteine Oberägyptens und aus ägyptischen Phosphaten nebst Bemerkungen über die Geologie der Umgegend von Mahamid in Oberägypten. – Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Abt., 7: 1–43, 4 Taf.; München.

TABASTE, N. (1963): Etude de restes de poissons du Crétacé saharien saharien. – Mem. IFAN., 68: 438–485, 5 Abb., 13 Taf.; Paris.

TAQUET, P. (1976): Géologie et Paléontologie du gisement de Gadoufaoua (Aptien du Niger). Cahiers. Paléont.: 1–191, 74 Abb., 24 Taf.; Paris.

VOROBJEVA, E. I. (1967): Triassic Ceratods from South Fergana and remarks on the systematics and phylogeny of Ceratodontids. – Paleont. J; Trans., 2: 80–87, 3 Abb.; Washington.

WATSON, D. M. S. & GILL, L. (1923): The structure of certain Paleozoic fishes. – Linn. Soc. J. zool., 35: 163–216, 34 Abb.; London.

WENZ, S. (1980): A propos du genre *Mawsonia*, Coelacanthe géant du Crétacé inférieur d'Afrique et du Brésil. – In Ecosystème continentaux du Mésozoïque. – Mem. soc. géol. France, 139: 185–190, 2 Abb.; Paris.

Tafelerklärungen

Tafel 14

Fig. A–B: *Ceratodus humei* PRIEM 1914

Fig. A: Oberfläche der Zahnplatte von BSPM 1912 VIII 10. ×1.

Fig. A': Unterfläche, sF symphysealer Fortsatz, ×1.

Fig. A'': Labiale Ansicht, 2 zweiter Kamm, EMG Ende der Meckel'schen Grube, ×1.

Fig. B: Abgekauter linker Unterkieferzahn (MNHNP HGS77), ×1,5.

Fig. C: *Ceratodus africanus* HAUG 1905, rechter Unterkieferzahn mit 5 Kämmen (MNHNP HGN30), ×1.

Fig. D–F: *Ceratodus protopteroides* TABASTE 1963.

Fig. D: Oberfläche der Zahnplatte von BSPM 1911 XII 1, sF symphysealer Fortsatz, ×1.

Fig. E: Kleiner rechter Unterkieferzahn (MNHNP HGO1), ×1.

Fig. F: Rechter Oberkieferzahn mit 5 Kämmen (MNHNP HGO7), ×1,5.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 21 | 81–87 | München, 31. 12. 1981

Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen[1]) 12.[2]) Crocodylia (abschließender Bericht)

Von Eugen Scherer †*)

Mit einem Nachruf von V. Fahlbusch

Kurzfassung

Die dürftigen Krokodilreste von Sandelzhausen werden hier nach Abschluß der Grabungen zusammengestellt. Wie Scherer 1978 anhand der Krokodilfundstücke aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen in der südlichen Frankenalb nördlich von Ingolstadt im obersten Jura begründet hat, muß auch das Krokodil von Sandelzhausen wegen der schmalen Form der Symphyse des Dentale als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. von Meyer 1854) bestimmt werden.

Abstract

The poor crocodilian remains from Sandelzhausen are here put together after the end of the excavations. On account of the narrow form of the symphysis of the lower jaw the crocodile from Sandelzhausen has to be determined as *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. von Meyer 1854), as Scherer 1978 has proved by means of the crocodilian remains from the Miocene fissure filling of Appertshofen in the Southern Franconian Alb north of Ingolstadt.

Für das europäische kontinentale Tertiär wird jetzt nach dem Vorschlag von Mein (1975) anstelle der marinen Gliederung eine Unterteilung auf der Grundlage von Mammaliern bevorzugt. Sandelzhausen, früher als Obermiozän eingestuft, wird daher nunmehr in Mammal Neogene Unit 6 (MN 6) gestellt, das nach Fahlbusch (1976) als Unteres Astaracium bezeichnet wird und dem Mittelmiozän der marinen Gliederung entspricht.

---

[1]) Entgegen dem bisherigen Gebrauch ist nach der neuen Neogengliederung (vgl. Fahlbusch 1981, dieses Heft S. 121) die Fundstelle Sandelzhausen dem Mittelmiozän zuzuordnen.

[2]) Nr. 11: Ein neues Zwerghirsch-Geweih: *Lagomeryx pumilio?*-Diese Zeitschrift, **17**: 227–233, 2 Abb., Taf. 16; München 1977.

* Dr. med. E. Scherer †, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Das Ergebnis der vieljährigen Sammlungs- und Grabungstätigkeit in Sandelzhausen (Aufsammlungen seit 1959, kleinere Probegrabungen in der Fundschicht 1962–66, systematische Ausgrabungen 1969–75) ist für die Krokodile sehr dürftig und enttäuschend. Die Fragmente stammen von größeren und kleineren Tieren und weisen scharfkantige, wohl bei der Ausgrabung entstandene Bruchflächen auf, so daß zerbrochene Stücke vielfach wieder zusammengesetzt werden konnten. Die von SCHERER 1973 erwähnten Fundstücke sind in der folgenden Zusammenstellung mit eingeschlossen. Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den Inventarnummern 1959 II 34, 417–437, 680, 681, 2036–2062 aufbewahrt. Im weiteren Text wird die Leitnummer 1959 II nicht mehr angegeben, sondern nur mehr die fortlaufende Nummer.

Vom Schädel sind nur 11, zum Teil sehr kleine Stücke vorhanden, so daß sich über die Form des Schadels nichts aussagen läßt. Bemerkenswert sind folgende Objekte: ein fast vollstandiges Frontale eines kleineren Tieres (Nr. 680) mit einem schmalen Spatium interorbitale; ein Fragment vom vorderen Fortsatz des Frontale eines großen Tieres (Nr. 2036), an der Außenseite kräftig skulptiert, an den hohen Seitenflächen mit zierlicher Nahtzeichnung, an der Innenseite mit einer durchgehenden medianen Crista und unregelmaßig ausgebildeten seitlichen Cristae; ein linkes vorderes Maxillare-Fragment eines kleineren Tieres (Nr. 2038) mit den Zähnen bzw. Alveolen 1–5, dicht vor der 1. Alveole mit der Naht zum Praemaxillare abschließend; ein rechtes Jugale-Fragment eines kleineren Tieres (Nr. 436) mit einem ungewohnlich großen Gefaßloch an der Vorderseite des Ursprungs des Postorbitalpfeilers, der nach hinten in einen Kanal abnehmenden Kalibers führt.

Vom Unterkiefer sind 15 Fragmente vorhanden. Vom hinteren Teil sind folgende 3 Stucke zu erwahnen: das rechte Articulare eines kleineren Tieres (Nr. 2044) mit flacher Gelenkgrube, die durch einen vom inneren Hocker des vorderen Gelenkrandes einstrahlenden Wulst in einen größeren lateralen und einen kleineren medialen Teil gegliedert wird, und mit konvexem Innenrand des Processus retroarticularis; ein aus 3 Stucken weitgehend rekonstruiertes linkes Surangulare eines großen Tieres (Nr. 2045), das die von VAILLANT 1872 (Fig. 17 mit dem Hinweis *a* , Text p. 22) beschriebene und abgebildete, langs verlaufende kleine Vertiefung am oberen Rand in Hohe des Gelenks erkennen laßt; ein unvollständiges rechtes Angulare eines kleineren Tieres (Nr. 2047) mit dem unteren Rand des äußeren und inneren Mandibelfensters. Vom Dentale sind 7 (5 rechte, 2 linke) Fragmente vorhanden (Nrn. 417 -419, 2048–2051), die alle die Doppelalveole 3 und 4 zeigen; das beste Stück ist das von SCHERER 1973 ausführlich beschriebene rechte Dentale-Fragment mit den Zähnen bzw. Alveolen 1–16 (Nr. 417), das glatte Zähne trägt.

Einzelzähne (insgesamt 139): zu den 96 Einzelzähnen (Nrn. 427–435), die SCHERER 1973 ausführlich beschrieben hat, sind noch 43 Einzelzähne (Nr. 2054) dazugekommen, die ebenfalls teils glatt, teils fein gefurcht, teils feinst gerunzelt, selten kombiniert gefurcht-gerunzelt sind. Unter den neu dazugekommenen Zähnen befinden sich auch 12 krattige Zahne von großen Tieren; darunter die größte Zahnkrone (Nr. 2054-1), ca. 21,5 mm lang, spitzkonisch, glatt, mit durch Gebrauch leicht abgestumpfter Spitze und kreisformiger Basis, deren Durchmesser längs und quer ca. 8,5 mm beträgt, und der größte Zahn mit Krone und Wurzel (Nr. 2054-2), ca. 25 mm lang, Krone stumpfko-

nisch, leicht „herzförmig", ca. 10 mm lang und in der peripheren Hälfte labial und lingual feinst gerunzelt.

Postkraniales Skelett (insgesamt 12 Fundstücke): zu den von SCHERER 1973 angeführten Stücken (4 isolierten Wirbelkörpern von der Hals- bis vordersten Brustwirbelsäule, 21,4–29,9 mm lang, und einem nicht näher bestimmbaren, hinteren Fragment eines Wirbelkörpers von der gleichen Größenordnung, die unter der gemeinsamen Nummer 421 geführt werden) sind noch dazugekommen: 3 isolierte Wirbelkorper von der Hals- bis vordersten Brustwirbelsäule, ca. 21,2 und 25,0 und 25,2 mm lang (Nrn. 2055-1, 2055-2, 2055-3), ein isolierter bikonvexer Wirbelkörper eines 1. Schwanzwirbels, ca. 28 mm lang (Nr. 2055-4) und ein ventrales procoeles Fragment aus der ganzen Länge eines Wirbelkörpers, ca. 30 mm lang, das nicht näher bestimmbar ist (Nr. 2055-5); außerdem noch 2 Fragmente von verknöcherten Rippenknorpeln (Nr. 2056).

Hautknochenplatten: von insgesamt 143 Platten bzw. Plattenfragmenten stammen 10 Stücke vom Cervicalpanzer (Nrn. 422 und 2057), teils hochformatig, teils querformatig, teils quadratisch, darunter die größte Cervicalplatte, quadratisch, nicht ganz vollständig, ca. 38,5× geschätzt 38 mm groß (Nr. 2057-1) und die kleinste Cervicalplatte, querformatig, ca. 19×12 mm groß (Nr. 422); 24 Stücke vom Rückenpanzer (Nrn. 423, 424, 2058), darunter die größte Rückenplatte ca. 38×29 mm (Nr. 423), die kleinste ca. 11,0×9,5 mm groß (Nr. 424); 28 Stücke vom Bauchpanzer (Nrn. 426 und 2059), die sich aus 2 Fragmenten vom vorderen Halbschild, 23 Stücken vom hinteren Halbschild und 3 Lückenfüllseln zusammensetzen.

Aus den Schädel- und Unterkieferfragmenten und den Hautknochenplatten laßt sich eindeutig eine Gruppe von Stücken zusammenstellen, die nach herausragender Größe, gleicher hellbrauner Farbe und Herkunft aus benachbarten Planquadraten (28-N, 29-N, 30-N) vom selben großen Tier stammen. Es handelt sich um folgende 8 Stücke:

– – Fragment vom vorderen Fortsatz des Frontale eines großen Tieres (Nr. 2036) aus Planquadrat 30-N, 110–130 cm über der Kohleschicht;
– – Maxillare-Fragment eines großen Tieres mit lateralen Resten von 4 Alveolen (Nr. 2039) aus Planquadrat 29-N, 105–120 cm über der Kohleschicht;
– – Fragment des Ectopterygoids eines großen Tieres (Nr. 2043) aus Planquadrat 30-N, 110–130 cm über der Kohleschicht;
– – Linkes Surangulare eines großen Tieres (Nr. 2045) aus Planquadrat 29-N, 105–120 cm über der Kohleschicht;
– – Fragment vom vorderen Teil des linken Angulare eines großen Tieres (Nr. 2046) aus Planquadrat 30-N, 110–130 cm über der Kohleschicht;
– – eine große Cervicalplatte von der rechten Seite, nicht ganz vollständig, quadratisch, ca. 38,5× geschätzt 38 mm groß (Nr. 2057-1) aus Planquadrat 29-N, 105–120 cm über der Kohleschicht;
– – eine weitere große Cervicalplatte von der rechten Seite, die wohl auch quadratisch gewesen ist, rechts vom Kiel zertrümmert und größtenteils zu Verlust gegangen, am vorderen Rand durchwegs beschädigt, noch 38 mm lang (Nr. 2057-2) aus Planquadrat 28-N, 105–120 cm über der Kohleschicht;
– – Fragment aus dem linken Teil des hinteren Halbschildes der Bauchplatte eines großen Tieres (Nr. 2059-1) aus Planquadrat 29-N, 105–120 cm über der Kohleschicht.

In den genannten Planquadraten (28-N, 29-N, 30–N) sind noch 31 nicht näher bestimmbare Kleinfragmente vom Schädel, Unterkiefer, Hautknochenplatten und 4 Zähne gefunden worden.

Die Dürftigkeit der Krokodilfunde in Sandelzhausen ist wohl dadurch zu erklären, daß die Reste der am Wasser lebenden Krokodile bei hohen Wasserständen fortgeschwemmt worden sind.

Für die Spezies-Bestimmung kommt als führendes Vergleichsmerkmal nur die schmale Form der Symphyse des Dentale in Frage. Sandelzhausen hat 4 Dentale-Fragmente (Nrn. 417, 419, 2050, 2051) geliefert, die eindeutig zeigen, daß das Dentale eine ausgesprochen schmale Symphyse besitzt. Das größte Dentale-Fragment von Sandelzhausen (Nr. 417) ist bei Scherer 1973, Tafel 4 in der Ansicht von labial, lingual und occlusial abgebildet.

Auch in der Spaltenfüllung von Appertshofen in der südlichen Frankenalb nördlich von Ingolstadt hat sich ein solches Dentale-Fragment mit ausgesprochen schmaler Symphyse gefunden (Scherer 1978); in dieser Arbeit sind auf Tafel 6 nebeneinander das Dentale-Fragment von Appertshofen (Fig. 7) und das größte Dentale-Fragment von Sandelzhausen in seiner vorderen Hälfte (Fig. 8) abgebildet. Die Übereinstimmung ist eindeutig.

Scherer 1978 hat dargelegt, daß auch bei *Crocodilus buetikonensis,* den H. von Meyer 1854 beschrieben hat, eine solche schmale Symphyse des Dentale anzunehmen ist, und hat deshalb das Krokodil von Appertshofen und das von Sandelzhausen als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. von Meyer 1854) benannt.

Die von Scherer 1973 für das große Dentale-Fragment von Sandelzhausen (Nr. 417) ausgesprochene Bestimmung als *Diplocynodon* cf. *gracilis* Vaillant 1872 ist somit hinfällig.

Zum Schluß muß noch erwähnt werden, daß sich auch in der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg dieses *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. von Meyer 1854) gefunden hat, von dem Scherer 1979 in Abbildung 1 das rechte vordere Dentale-Fragment (Würzburg 101/18-1) abgebildet hat.

Schriftenverzeichnis

Fahlbusch, V. (1974): Aus Bayerns Tierwelt vor 15 Millionen Jahren; Ausgrabungen fossiler Säugetiere im Alpenvorland. – Der Aufschluß, **25:** 458–464, 5 Abb.; Heidelberg.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11–14, 1975). – Newsl. Stratigr. **5:** (2/3), 160–167, 1 Tab., Berlin-Stuttgart.

Fahlbusch, V. & Gall, H. (1970): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdeckung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10:** 365–396, 9 Abb., 1 Taf.; München.

Fahlbusch, V., Gall, H. & Schmidt-Kittler, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73, Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128, 4 Abb.; München.

Mein, P. (1975): Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. – In: Report on Activity of the R. C. M. N. S. Working Groupes (1971–1975), 78–81; Bratislava.

MEYER, H. VON (1855): *Crocodilus Bütikonensis* aus der Süßwasser-Molasse von Bütikon in der Schweiz. – Palaeontographica, **4:** 67–71, Taf. 12; Cassel.

SCHERER, E. (1973): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 9. Crocodilia. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13:** 103–114, 2 Abb., 1 Taf.; München.

SCHERER, E. (1978): Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nordlich von Ingolstadt. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 65–91, 1 Taf.; München.

SCHERER, E. (1979): Krokodilreste aus der miozanen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19:** 125–137, 2 Abb., 1 Taf.; München.

Dr. med. EUGEN SCHERER (1904–1981)

Nachruf

Am 21. Februar 1981 ist Herr Chefarzt a. D. Dr. med. Eugen Scherer im Alter von 77 Jahren in München verstorben. Ein ungewöhnlicher Weg hatte ihn als freien wissenschaftlichen Mitarbeiter des Universitäts-Instituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie zu einer spät gewählten Lieblingsbeschäftigung geführt. Eugen Scherer, geboren am 10. 7. 1904 in München, war von Beruf Arzt. Als Chirurg kam er 1945 an das Krankenhaus in Oberföhring bei München, dessen Chefarzt er bis zu seiner Pensionierung war.

Erst mit Beginn seines Ruhestandes wandte er sich der Geologie und Paläontologie zu, und zwar mit dem Ziel eines vollen Studiums in diesem Fach. Über mehrere Semester hin besuchte er regelmäßig alle Vorlesungen und nahm auch an vielen Exkursionen teil. Hier jedoch erkannte er, daß seine Gesundheit ihm Grenzen setzte. Etwa 1970 griff er nach kurzer Bedenkzeit unseren Vorschlag auf, seine Arbeitskraft speziellen wissenschaftlichen Problemen in Teilgebieten der Paläontologie zu widmen. Die Fossilfundstelle Sandelzhausen hatte zu jener Zeit ein überschaubares Material an Resten fossiler Krokodile geliefert, dessen Bearbeitung lohnend erschien. Mit ungewöhnlichem Eifer

und Fleiß arbeitete er sich völlig selbständig und sehr gründlich in die Osteologie der fossilen Krokodile ein. Seine erste und auch die in diesem Heft vorgelegte letzte Publikation sind dem Sandelzhausener Material gewidmet. Bearbeitungen weiterer Krokodilreste aus dem Tertiär Süddeutschlands (Appertshofen, Viehhausen) schlossen sich an. Stets waren es fragmentäre Reste, die ihm zur Untersuchung vorlagen und eine ganz besondere Liebe zum fossilen Material abverlangten. So gewissenhaft und bis ins Detail ausgefeilt seine Publikationen sind, so sorgfältig, peinlich genau und zuverlässig war er bei allen Arbeiten, die im Zusammenhang mit seinen Untersuchungen für die Staatssammlung anfielen.

Eugen Scherer ging seinen selbst gewählten Aufgaben, zu denen auch wissenschaftsgeschichtliche Arbeiten hinzukamen, sehr zielbewußt nach. Morgens war er einer der ersten, die im Institut anzutreffen waren – er tat seine Arbeit mit Liebe. Auch am sonstigen, oft genug hektischen Leben des Instituts-Alltags nahm er regen Anteil, wenn er dabei auch – seinem bescheidenen Wesen entsprechend – immer im Hintergrund blieb.

Es war Eugen Scherer nicht vergönnt, seine weiteren wissenschaftlichen Vorhaben zu Ende zu führen. So blieben vor allem die Untersuchungen an Krokodilresten aus den oligozänen Spaltenfüllungen von Möhren, in denen ihm der Nachweis des ersten Auftretens der Gattung *Crocodylus* gelang, unvollendet.

Begeisterung für das Fossil, Freude an der wissenschaftlichen Arbeit und die Fähigkeit zu kritischem und selbstkritischem Studium – hiermit hat Eugen Scherer in einem späten Abschnitt seines Lebens sich selbst und der Paläontologie Bleibendes geschaffen. So wie wir ihn als wissenschaftlichen Mitarbeiter geachtet haben, so werden wir ihm auch als liebenswertem, geschätztem Kollegen ein ehrendes Andenken bewahren.

V. Fahlbusch

Paläontologische Publikationen von Eugen Scherer

1973: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 9. Crocodilia. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13:** 103–114, 2 Abb., 1 Taf.; München.

1978: Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nördlich von Ingolstadt. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 65–91, 1 Taf.; München.

1978: Erinnerungen an Ildefons Kennedy OSB (1722–1804) in München. – Oberbayer. Arch., **103:** 355–360, 2 Abb.; München.

1979: Krokodilreste aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19:** 125–137, 2 Abb., 1 Taf.; München.

1981: Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 12. Crocodylia (Abschließender Bericht). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21**, 81–87; München.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 89–95 | München, 31. 12. 1981

Basalina, a Tillodont from the Eocene of Pakistan

By Spencer G. Lucas & Robert M. Schoch*)

With Plate 15

Abstract

Basalina basalensis Dehm and Oettingen-Spielberg, 1958 from the middle Eocene of Ganda Kas, Pakistan originally was assigned to the Taeniodonta but here is reassigned to the Tillodontia. *Basalina* is a distinct genus of tillodonts diagnosable by its small size, rooted I_2, loss of I_3, relatively large C_1, rudimentary P_1, single-rooted P_2, molariform P_4 and mandibular symphysis extending beneath P_4. The reassignment of *Basalina* extends the geographic range of the tillodonts into the subcontinent and supports previous suggestions of Asian affinities of the Eocene land mammals of India and Pakistan.

Kurzfassung

Basalina basalensis Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958 aus dem Mitteleozän des Ganda Kas, Pakistan, war zuerst zu den Taeniodonta gestellt, wird jedoch hier zu den Tillodontia gerechnet. *Basalina* ist eine Gattung, die durch kleines Format, bewurzelten I_2, fehlenden I_3, relativ großen C_1, rudimentären P_1, einwurzeligen P_2, molariformen P_4 und dadurch gekennzeichnet ist, daß die Symphyse unter den P_4 sich erstreckt. Die neue Zuweisung der Gattung *Basalina* dehnt die geografische Verbreitung der Tillodontia auf den Subkontinent aus, und bekräftigt die früher vertretene Ansicht über eine Verwandtschaft zwischen den eozänen Landtieren Asiens und Indien-Pakistans.

Introduction

Basalina basalensis was one of the most enigmatic forms described by Dehm and Oettingen-Spielberg (1958) in their classic monograph on the Eocene mammals from the Ganda Kas region, Pakistan. Known from a badly damaged and nearly edentulous left dentary fragment, *Basalina* was assigned to the *Taeniodonta* (Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958, p. 7–10). Another edentulous left dentary fragment similar to the type speci-

*) Spencer G. Lucas & Robert M. Schoch, Peabody Museum of Natural History, Yale University, New Haven, Connecticut 06511 U.S.A.

men of *Basalina* was identified by Dehm & Oettingen-Spielberg (1958, p. 10) as "Taeniodontum gen. et. spec. indet."

Since its original description, *Basalina* has infrequently been mentioned in the literature. Romer (1966, p. 381) listed it as a taeniodont, but Patterson (in Butler et al., 1967) did not. Sahni & Khare (1973, p. 48), Flerov et al. (1974, p. 94, fig. 33) and Gingerich (1977, p. 192) also considered *Basalina* a taeniodont though later Gingerich et al. (1979, p. 119) listed it as "Tillodontia(?)." Gingerich & Gunnell (1979, p. 150) recently stated that the morphology of *Basalina* "more closely resembles that of tillodonts [than taeniodonts]" and "on biogeographical evidence *Basalina* is also more likely to represent a tillodont than a taeniodont." Most recently West (1980, p. 510) listed *Basalina* as a tillodont.

Although it is evident that most recent authors consider *Basalina* to be a tillodont, no one has yet attempted to demonstrate this by restudying the type specimen in the light of new information on taeniodonts, tillodonts and other early Tertiary mammals that has appeared since Dehm & Oettingen-Spielberg (1958). We here reopen the discussion of the ordinal affinities of *Basalina*, redefine the genus as a tillodont and briefly discuss its implications for the Paleogene biogeography of the subcontinent.

Systematic Paleontology

Order Tillodontia Marsh, 1875

Family Esthonychidae Cope, 1883

Genus *Basalina* Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958

Type species: *Basalina basalensis* Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958, the only known species.

Distribution: Ganda Kas (Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958) and Chorlakki (West, 1980) localities, middle Eocene of Pakistan.

Revised diagnosis: Small tillodonts with rooted I_2, I_3 absent, relatively large C_1, rudimentary P_1, single-rooted P_2, molariform P_4 and mandibular symphysis extending under the P_4 trigonid.

Basalina basalensis Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958

Holotype: Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München, Nr. 1956 II 2, a left dentary fragment with I_2 alveolus, C_1 root, P_1 alveolus, roots of P_{2-3}, partial P_4 and anterior roots of M_1 (Pl. 15).

Horizon and locality of the type: Fundstelle 20 (Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958) near Ganda Kas, north of Basal, western Punjab, Pakistan in the lower part of the Kuldana Formation of middle Eocene age (West & Lukacs 1979, p. 13).

Referred specimens: West (1980) listed undescribed material from Chorlakki, Pakistan as *B. basalensis*. The edentulous jaw fragment identified by Dehm and Oettingen-Spielberg (1958) as "Taeniodontum gen. et spec. indet." here is identified as cf. *B. basalensis* (see later discussion).

Diagnosis: Same as for the genus.

Description: Dehm and Oettingen-Spielberg (1958, p. 8–10) provided a detailed description and measurements of the type specimen of *B. basalensis*. They also illustrated the specimen (Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958, fig. 1; Pl. 2, fig. 1, a–e) and we illustrate it here (Pl. 15). There is little to add to Dehm and Oettingen-Spielberg's description except to note that our interpretation of the tooth formula of *B.* differs from theirs.

Discussion: Dehm and Oettingen-Spielberg (1958) identified the large, rooted anteriormost tooth preserved in the type specimen as the C_1; the alveolus anterior to it was identified as that of I_3. The incomplete, but only preserved tooth near the posterior end of the jaw was deemed M_1. Four single-rooted premolars intervened between the C_1 and M_1, the first premolar only represented by a shallow alveolus. Behind M_1 were the roots of a larger M_2.

Considering *Basalina* to be a tillodont, we suggest that the large anteriormost alveolus of the type specimen is that of I_2, similar to I_2 in *Esthonyx* (Gingerich & Gunnell, 1979). In all tillodonts I_2 is enlarged and I_3 is greatly reduced or lost (Gazin, 1953, p. 67). I_3 appears to have been lost in *Basalina*. The I_2 of *Basalina* is followed by a large C_1, as in *Esthonyx* (Gingerich & Gunnell, 1979, Pl. 1, fig. 4). The small, shallow alveolus behind C_1 could either be for a rudimentary P_1, or a double-rooted P_2 as in some specimens of *Esthonyx* (Gingerich & Gunnell, 1979, p. 132). In the type specimen of *Basalina*, the alveolus directly behind the C_1 is much smaller and shallower than the succeeding alveolus, and therefore we consider these alveoli to pertain to different teeth. Thus, the alveolus immediately following C_1 is for P_1. It is followed by a single, obliquely-oriented alveolus for P_2; the P_2 often is single-rooted and obliquely oriented in tillodonts (Gazin, 1953, p. 67; Gingerich & Gunnell, 1979, text-fig. 2). P_3 is double-rooted in all tillodonts and we consider the next two alveoli to be those of P_3. That these two roots pertain to one tooth is suggested by the jaw fragment which is broken around them to form a depression, suggesting the breaking off of one piece. These two roots are broken off at different heights and the anterior root clearly is pitched forward whereas the posterior root is vertical, as in *Esthonyx* (Gingerich & Gunnell, 1979, text-fig. 2). The only partially preserved tooth in the type specimen of *Basalina* thus is a molariform, two-rooted P_4 as in all tillodonts (Gazin, 1953). It is followed by an M_1 which, from the partial roots preserved, is slightly wider than P_4, as in other tillodonts (Gazin, 1953).

Our interpretation of the tooth formula of *Basalina* also is consistent with the deepening of its mandibular symphysis to under P_4, a condition intermediate between that of *Esthonyx* and *Trogosus* (Gazin, 1953). In addition, the mental foramina on the type specimen of *Basalina* are scattered under P_{2-4} according to our interpretation; this is the same position as in other tillodonts (Gazin, 1953).

Accepting our interpretation of the tooth formula of *Basalina*, it resembles tillodonts in the following characters: deepening of the mandibular symphysis, under P_4 in *Basalina* (Pl. 15, fig. 4), intermediate between *Esthonyx* (usually under P_3: Gazin, 1953, p. 61) and *Trogosus* (under M_1: Gazin, 1953, p. 61); possession of four mental foramina scattered between P_{2-4} (cf. Gazin, 1953, p. 62); reduction of the number of roots of the anterior premolars, P_{1-2}; possession of a molariform, bunoselenodont P_4; and possession of a large tooth anterior to the canine, typically I_2 in tillodonts and so interpreted here for *Basalina*. The reduction of the anterior premolars (i. e., either their loss or reduction of the number of roots) is a synapomorphy of the Tillodontia separating them from the

closely related pantodonts (cf. Gazin, 1953; Chow & Wang, 1979) in which there typically are four, double-rooted lower premolars.

Basalina can be excluded from the Taeniodonta for the following reasons: 1. The lower cheek teeth of all taeniodonts are hypsodont, with enamel extending much further down the labial aspects of the teeth than the lingual aspects (Patterson, 1949). The enamel on the only preserved cheek tooth of *Basalina* is only slightly higher on the labial aspect than the lingual (Pl. 15, figs. 3, 4), as in *Esthonyx* (Gingerich & Gunnell, 1979). 2. The molariform cheek teeth of conoryctine taeniodonts (cf. Wortman, 1897; Matthew, 1937) possess trigonids with three distinct cusps (although in some forms the paraconid is much reduced) and talonids bearing subequal hypoconids, entoconids and hypoconulids. The trigonids and talonids are subcircular, of subequal height and no trace of a selenoid crest is present, as in *Basalina*. In the stylinodontine taeniodonts, to which *Basalina* originally was referred, the cheek teeth are either conoryctine-like in primitive forms, or are bilophodont in derived forms with the trigonids and talonids anteroposteriorly compressed and transversely broadened (Patterson, 1949). The cheek tooth preserved in the type specimen of *Basalina* thus bears little resemblance to the cheek teeth of any taeniodont.

cf. *Basalina basalensis:* The specimen referred by Dehm and Oettingen-Spielberg (1958) to "Taeniodontum gen. et. spec. indet." resembles the type specimen of *Basalina* in size and all discernible morphological details. It appears to be a left dentary fragment (Pl. 15, fig. 5–6) bearing the root of P_2, the two alveoli for P_3 and part of the anterior root of P_4. Two foramina are present below the posterior alveolus of P_3 and the leading edge of P_4. Although we are reasonably confident the specimen pertains to *Basalina* it is so incomplete that we only identify it as cf. *B. basalensis*.

Paleobiogeographical Implications

Sahni and Kumar (1974) recently reviewed the Paleogene biogeography of the Indo-Pakistani subcontinent. They concluded (p. 223–224) that "migration of large terrestrial mammals from Central Asia to the Indian subcontinent was only possible at the beginning of the middle Eocene when the Indian Plate abutted against the Sino-Siberian Platform establishing a stable land route for dispersal." They qualified this conclusion by stating (p. 221) that the smaller mammals "may have crossed over from the Asiatic landmass in a sweepstake fashion by island hopping across the Tethys in advance of the larger mammals, by the late lower Eocene." The affinities of most of the Eocene land mammals of the subcontinent are with Asian forms (e. g., Dehm & Oettingen-Spielberg, 1958; Sahni & Khare, 1973; West, 1980), clearly supporting their conclusions.

The affinities of the marine and shoreline mammals (cetaceans, sirenians, moeritheres) of the Indo-Pakistani Eocene, as West (1980) has pointed out, are with those of the late Eocene-early Oligocene faunas of the Fayum, Egypt in the Tethyan region. West (1980, p. 531) thus suggested that "perhaps, during its northward drift, the South Asian subcontinent passed near enough to the eastern coast of Africa for a quasi-continental connection to have existed". West (1980, p. 531) justified this conclusion by claming that "the moeritheres, if they were terrestrial or amphibious, required continental connections for the African-South Asian distribution". We believe, however, that the moeritheres, generally

agreed to have been amphibious (Coppens & Beden, 1978), may readily have swam across shallow marine barriers much as hippos evidently swam to Madagascar. We thus see little evidence to support West's suggestion. The fact that few land mammals other than moeritheres are shared between the Fayum and Eocene faunas of Indo-Pakistan suggests that no land connection existed between these areas prior to the middle Eocene.

Assignment of *Basalina* to the Tillodontia establishes the presence of this order in the subcontinent. Tillodonts are otherwise known from the latest Paleocene-middle Eocene of North America (Gazin, 1953; Gingerich & Gunnell, 1979), Paleocene and Eocene of China (e. g., Chow, 1963; Wang, 1975; Zhou et. al., 1977) and early (?) Eocene of Europe (Teilhard de Chardin, 1922; Gingerich & Gunnell, 1979); they are thus one of the most widely distributed orders of early Tertiary mammals. The three teeth of *Esthonyx* from Europe are of a form larger than *Basalina* (Gingerich & Gunnell, 1979). They might be used as slight evidence of European affinites of *Basalina* were it not for the fact that western Europe during the early Eocene and Paleocene was evidently separated from Asia by the north-south Turgai Straits, a barrier probably impervious to land mammal migration between the two continents (McKenna, 1975).

It is more likely that *Basalina's* closest relatives lie among the Chinese tillodont genera *Lofochaius, Adapidium* and *Meiostylodon* (*Kuanchanius* is a derived form close to *Trogosus*). However, our incomplete knowledge of *Basalina* and these Chinese forms (the lower dentitions of *Lofochaius* and *Meiostylodon*, for example, are virtually unknown) render assessment of close relationships speculative at best. *Lofochaius* is so primitive a tillodont that it would be easy to imagine it as the ancestor of all other tillodonts, including *Basalina*.

The fact that neither *Basalina* nor a tillodont very similar to *Basalina* in its degree of anterior dental reduction and molarization of P_4 is known from Asia might be construed as evidence that *Basalina* reflects in situ evolution in the subcontinent of a more primitive tillodont that migrated there before the middle Eocene. This would support Sahni and Kumar's notion, cited earlier, that small mammals, like *Basalina* or its ancestor, may have reached the subcontinent before the middle Eocene. Such a conclusion, however, is based primarily on negative evidence and cannot be strongly defended. That no tillodonts are yet known from the Fayum or the rest of theTethyan region is also negative evidence, but fits in well with the argument that the closest affinities of *Basalina* and the other land mammals of the Indo-Pakistani Eocene are with Asian land mammals.

Acknowledgments

The senior author thanks Drs. Richard Dehm, Kurt Heissig and Peter Wellnhofer for their help during his visit to Munich and for allowing him to study the specimens of *Basalina* and cf. *Basalina*. Ruth Yanai provided artistic assistance in the preparation of the plate. This research was in part supported by NSF Grant DEB-7919681 to the senior author and an NSF Fellowship to the junior author.

BUTLER, P. M. et al. (1967): Mammalia.–In, The fossil record, a symposium with documentation, Geological Society of London: 763–787, 3 figs.; London.

CHOW, M. (1963): Tillodont materials from Eocene of Shantung and Honan.-Vert. PalAsiatica, **7:** 97–104, 2 figs., 1 pl.; Peking.

CHOW, M. & WANG, B. (1979): Relationships between the pantodonts and tillodonts and classification of the order Pantodonta.–Vert. PalAsiatica, **17:** 37–48, 5 figs.; Peking.

COPPENS, Y. & BEDEN, M. (1978): Moeritherioidea.–In, Evolution of African mammals, eds. MAGLIO, V. J. & COOKE, H. B. S., Harvard Univ. Press: 333–335; Cambridge.

DEHM, R. & OETTINGEN-SPIELBERG, T. (1958): Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan 2. Die mitteleocänen Säugetiere von Ganda Kas bei Basal in Nordwest-Pakistan.–Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Abt., N. F., **91:** 54 pp., 9 figs., 3 pls.; Munich.

FLEROV, K. K. et al. (1974): Zoogeografiya Paleogena Azii.–Trudy Paleontol. Inst. Akad. Nauk SSSR, **146:** 300 pp., 163 figs., 3 pls.; Moscow.

GAZIN, C. L. (1953): The Tillodontia: an early Tertiary order of mammals.–Smithson. Misc. Coll., **121** (10): 110 pp., 38 figs., 16 pls.; Washington.

GINGERICH, P. D. (1977): A small collection of fossil vertebrates from the middle Eocene Kuldana and Kohat Formations of Punjab (Pakistan).–Contr. Mus. Paleontol., Univ. Michigan, **24:** 190–203, 5 figs., 2 pls.; Ann Arbor.

GINGERICH, P. D. & GUNNELL, G. F. (1979): Systematics and evolution of the genus *Esthonyx* (Mammalia, Tillodontia) in the early Eocene of North America.–Contr. Mus. Paleontol., Univ. Michigan, **25:** 125–153, 3 figs., 3 pls.; Ann Arbor.

GINGERICH, P. D., RUSSELL, D. E., SIGOGNEAU-RUSSELL, D. & HARTENBERGER, J.-L. (1979): *Chorlakkia hassani,* a new middle Eocene dichobunid (Mammalia, Artiodactyla) from the Kuldana Formation of Kohat (Pakistan).–Contr. Mus. Paleontol., Univ. Michigan, **25:** 117–124, 2 figs., 1 pl.; Ann Arbor.

MATTHEW, W. D. (1937): Paleocene faunas of the San Juan Basin, New Mexico.–Trans. Am. Phil. Soc., N. S., **30:** 510 pp., 85 figs., 65 pls.; Philadelphia.

MCKENNA, M. C. (1975): Fossil mammals and early Eocene North Atlantic land continuity.–Ann. Missouri Bot. Gard., **62:** 335–353, 2 figs.; St. Louis.

PATTERSON, B. (1949): Rates of evolution in taeniodonts.–In, Genetics, paleontology and evolution, eds. JEPSEN, G. L., SIMPSON, G. G., MAYR, E., Princeton Univ. Press: 243–278, 7 figs.; Princeton.

ROMER, A. S. (1966): Vertebrate paleontology.–Univ. Chicago Press: 468 pp., 443 figs.; Chicago.

SAHNI, A. & KHARE, S. K. (1973): Additional Eocene mammals from the Subathu Formation of Jammu and Kashmir.–J. Paleontol. Soc. India: 31–49, 15 figs., 7 pls.; Lucknow.

SAHNI, A. & KUMAR. V. (1974): Palaeogene palaeobiogeography of the Indian subcontinent.–Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol., **15:** 209–226, 11 figs.; Amsterdam.

TEILHARD DE CHARDIN, P. (1922): Les mammifères de l'éocène inférieur francais et leurs gisements.–Ann. Paléontol., **11:** 9–116, 42 figs., 8 pls.; Paris.

WANG, B. (1975): Paleocene mammals of Chaling Basin, Hunan.-Vert. PalAsiatica, **13:** 154–162, 2 figs., 2 pls.; Peking.

WEST, R. M. (1980): Middle Eocene large mammal assemblage with Tethyan affinities, Ganda Kas region, Pakistan.–J. Paleontol., **54:** 508–533, 1 fig., 5 pls.; Lawrence.

WEST, R. M. & LUKACS, J. R. (1979): Geology and vertebrate fossil localities, Tertiary continental rocks, Kala Chitta Hills, Attock District, Pakistan.–Contrib. Biol. Geol., Milwaukee Publ. Mus., **26:** 20 pp., 2 figs.; Milwaukee.

WORTMAN, J. L. (1897): The Ganodonta and their relationship to the Edentata.–Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **9:** 59–110. 36 figs.; New York.

ZHOU, M., ZHANG, Y., WANG, B. & DING, S. (1977): Mammalian fauna from the Paleocene of Nanxiong Basin, Guangdong. – Palaeontol. Sinica, **153,** N. S. (C), 20: 100 pp., 36 figs., 28 pls.; Peking.

Plate 15

1–4: Holotype of *Basalina basalensis* DEHM and OETTINGEN-SPIELBERG, 1958, a left dentary fragment with I_2 alveolus, C_1 root, P_1 alveolus, P_{2-3} roots, partial P_4 and partial M_1 root; occlusal stereophotograph (1), interpretation of tooth formula (2), labial view (3) and lingual view (4); BSP 1956 II 2.

5–6: cf. *Basalina basalensis,* a left dentary fragment with P_2 root, P_3 alveoli and partial anterior P_4 root, occlusal (5) and labial (6) views; BSP 1956 II 3.

All figures ×2.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 97–114 | München, 31. 12. 1981

Erste Funde von *Neocometes* (Rodentia, Mammalia) aus der Molasse Bayerns

Von Manfred Schötz*)

Mit 8 Abbildungen und einer Tabelle

Kurzfassung

Aus drei Fundstellen in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns (Maßendorf, Schönenberg, Undorf) werden 27 *Neocometes*-Zähne beschrieben und *N. similis* Fahlbusch 1966 zugeordnet. Ein Vergleich mit *N. similis* aus Erkertshofen und *N. brunonis* aus Neudorf zeigt, daß die Neufunde stark dem Typusmaterial aus Erkertshofen gleichen, aber schon Merkmale erkennen lassen, die zum größeren *N. brunonis* hinführen. Die *N. similis*-Molaren aus den drei bayerischen Faunen sind deshalb als ein Bindeglied zwischen den beiden fossilen Arten anzusehen. Die Fundstellen Maßendorf und Schönenberg werden zusammen mit Undorf ins obere Orleanium (MN 5) eingestuft.

Abstract

27 teeth of *Neocometes similis* Fahlbusch 1966 are described from three localities (Maßendorf, Schönenberg, Undorf) in the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. The teeth are compared with *N. similis* from Erkertshofen and *N. brunonis* from Neudorf. The fossils are very similar to the type material from Erkertshofen, however in size and morphology they are tending to *N. brunonis*. *N. similis* from the three bavarian faunas is a connecting link between the two fossil species. Maßendorf, Schönenberg and Undorf are placed in the higher part of Orleanium (MN 5).

1. Einleitung

Bisher sind von der ausgestorbenen Nagergattung *Neocometes* zwei Arten beschrieben worden: *Neocometes brunonis* Schaub & Zapfe 1953 und *Neocometes similis* Fahlbusch 1966. An den bis heute bekannt gewordenen Fundstellen (Tab. 1, Abb. 1) wurden – mit Ausnahme der beiden Typuslokalitäten Neudorf und Erkertshofen – stets nur wenige Einzelzähne gefunden. Diese Gattung ist somit ein „seltenes Element unter den fossilen Nagern Europas" (Fahlbusch 1966: 127) geblieben.

*) M. Schötz, Amselweg 7, D-8311 Lichtenhaag.

Da oligozäne Ausgangsformen in Europa fehlen, findet man *N. similis* erstmals in einigen europäischen Faunen, die dem frühen Orleanium angehören. Besonders bemerkenswert ist, daß dieser Nager in Spanien bereits zu einem sehr frühen Zeitpunkt (MN 3) auftritt (Bruijn & Moltzer 1974: 143, 144, Taf. 3: 14, 15). In den folgenden Zeitabschnitten bleiben *Neocometes*-Zähne meist selten. Ein letztes Mal wurden sie in Anwil (Schweiz) gegen Ende des Asteracium (MN 8) nachgewiesen. In den obermiozänen (verwendet im Sinne von Steininger & Papp 1979) Kleinsäugerfaunen Europas ist diese Gattung wieder verschwunden, ohne Nachfolger hinterlassen zu haben.

Die zwei rezenten Arten, die im Bau ihrer Molaren den fossilen *Neocometes*-Zähnen am nächsten stehen – *Platacanthomys lasiurus* Blyth 1859 und *Typhlomys cinereus* Milne-Edwards 1877 (Schaub & Zapfe 1953: 202–203 und Fejfar 1974: 174–175, Abb. 34) – leben heute in Reliktarealen (Thenius 1979: 131) Südindiens, Südostchinas und Nordvietnams (Piechocki 1975: 392).

Neuerdings werden die zwei rezenten, zusammen mit den zwei fossilen Arten, in den drei Triben *Neocometini*, *Platacanthomyini* und *Typhlomyini* (Fejfar 1974: 177) in der Unterfamilie Platacanthomyinae Alston 1876 vereinigt (Mein & Freudenthal 1971: 10) und zur Familie Cricetidae Rochebrune 1883 gestellt.

Fahlbusch (1966: 130) betrachtet *Neocometes* als „eine überwiegend osteuropäische (oder asiatische) Gattung", deren Ausgangsformen bisher jedoch noch unbekannt sind und vermutet, daß dieser Nager von Osten her „vereinzelt in den mitteleuropäischen Raum eindrang". Da sich in Europa zwei, ihrem Bau nach sehr ähnliche, in ihren Maßen aber deutlich voneinander getrennte *Neocometes*-Arten (Abb. 6) an zeitlich unterschiedlichen Fundstellen nachweisen lassen, stimmen Fahlbusch (1966: 128) und Fejfar (1974: 174, 177) darin überein, daß beide Arten eine „einheitliche Entwicklungsreihe" (Fejfar 1974: 174) bilden, wobei sie „den kleineren *N. similis* aus Erkertshofen als direkten, geologisch alteren Vorfahren des größeren *N. brunonis* aus Neudorf" (Fahlbusch 1966: 128) betrachten.

	MN 8	Anwil	N. brunonis	5 Zähne	ENGESSER 1972
	MN 6	Neudorf	N. brunonis	21 Zähne	SCHAUB & ZAPFE 1953
			N. brunonis	131 Zähne	FEJFAR 1974
ORLEANIUM	MN [illegible]	Franzensbad	N. cf. similis	5 Zähne	FEJFAR 1974
	MN 4	Vieux-Collonges	Neocometes sp.		HUGUENEY & MEIN 1968
		[illegible]nwil	Neocometes sp.		TOBIEN 1955
		[illegible]ninge[illegible]	N. similis	10 Zähne	FEJFAR 1974
		Erkertshofen	N. similis	176 Zähne	FAHLBUSCH 1966
	MN [illegible]	Rubielos de Mora	N. similis	2 Zähne	BRUIJN & MOLTZER 1974

Tabelle 1: *Neocometes*-Fundstellen in Europa.

Abb. 1: Die geographische Lage der europäischen *Neocometes*-Fundstellen: 1: Rubielos de Mora (Spanien), 2: Erkertshofen (Bayern), 3: Dolnice (Tschechoslowakei), 4: Echzell (Hessen), 5: Vieux-Collonges (Frankreich), 6: Franzensbad (Tschechoslowakei), 7: Undorf (Bayern), 8: Schönenberg (Bayern), 9: Maßendorf (Bayern), 10: Neudorf (Tschechoslowakei), 11: Anwil (Schweiz).

Die hier beschriebenen Zähne sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter folgenden Inventarnummern aufbewahrt: Maßendorf 1980 IX, Schönenberg 1966 IX und Undorf 1967 XI. Länge und Breite wurden mit einem Stereomikroskop und einem Okularmikrometer gemessen. Alle Zähne sind als linke dargestellt. Zur Beschreibung verwende ich die Terminologie von FAHLBUSCH (1966: Abb. 4). Die zeitliche Einstufung erfolgt nach den neuen europäischen Landsäugetierstufen (FAHLBUSCH 1976) und den entsprechenden Kleinsäugetiereinheiten (MEIN 1975). Die Begriffe unter-, mittel- und obermiozän werden in diesem Aufsatz im Sinne von STEININGER, RÖGEL & MARTINI (1976) und STEININGER & PAPP (1979) verwendet.

Herr Prof. Dr. FAHLBUSCH überließ mir die Zähne zur Beschreibung und stellte auch das Belegmaterial zu *N. similis* aus Erkertshofen zum direkten Vergleich zur Verfügung. Er machte mir auch die Dissertation von Herrn Dr. H. MAYR zugänglich. Hierfür, sowie für seine zahlreichen Hinweise, wertvollen Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskripts darf ich mich besonders herzlich bedanken.

2. Unterschiede zwischen *N. similis* und *N. brunonis*

Fahlbusch (1966: 128) konnte an Hand des damals bekannten geringen Materials aus Neudorf (21 Zähne) außer der Größe keine wesentlichen Differenzen im Bau der Molaren feststellen. Fejfar (1974: 173, 174) beschrieb mit Hilfe von 131 Neudorfer *Neocometes*-Zähnen eine Reihe morphologischer Veränderungen zwischen *N. similis* und *N. brunonis*. So lassen sich heute beide Arten vor allem an drei Merkmalen unterscheiden:

Größe: Die *N. brunonis*-Molaren besitzen deutlich größere Dimensionen. In den Längen-Breiten-Diagrammen (Abb. 6) gibt es zwischen den beiden Arten aus den zwei Typuslokalitäten Erkertshofen und Neudorf keine Überschneidungen.

M^1: Fejfar (1974: 173) beschreibt bei den Neudorfer Molaren zwei, gegenüber den *N. similis*-Funden aus Erkertshofen entwickeltere Morphotypen A und B (Abb. 8). Dabei ist von Erkertshofen über Neudorf bis Anwil die Rückbildung der Synklinale Ia erkennbar (Engesser 1972: 298).

Morphotyp *N. similis:* Synklinale Ia geschlossen (Abb. 8; 5–13)
Morphotyp A: Synklinale Ia vorne offen (Abb. 8; 3)
Morphotyp B: Synklinale Ia verschwunden (Abb. 8; 1, 2, 4)

	Erkertshofen *N. similis* 47 Zähne	Neudorf *N. brunonis* 32 Zähne
Morphotyp *N. similis*	100%	–
Morphotyp A	–	84%
Morphotyp B	–	16%

M_1: Auch hier unterscheidet Fejfar (1974: 172) bei den Neudorfer Zähnen zwei Morphotypen A und B (Abb. 7).

Morphotyp A: Durchgehendes, höchstens seicht unterbrochenes Anterolophid (Abb. 7; 4–12)
Morphotyp B: Das Anterolophid zerfällt in einzelne Teilhöcker, die nach rückwärts mit dem vorderen Quersporn verbunden sind (Abb. 7; 2, 3)

	Erkertshofen *N. similis* 23 Zähne	Neudorf *N. brunonis* 25 Zähne
Morphotyp A	100%	40%
Morphotyp B	–	60%

Neben diesen eindeutigen Unterschieden erwähnt Fejfar (1974: 172–174) noch andere morphologische Veränderungen, die sich jedoch nicht immer erkennen lassen, da sie manchmal durch verschiedene Abkauungsgrade der Molaren verdeckt sein können.

Die *N. brunonis*-Zähne zeigen im juvenilen Stadium stärker diagonal verlaufende Grate, die erst bei einiger Abkauung den transversalen Verlauf nehmen, wie ihn die *N. similis*-Zähne schon in einem schwach abgekauten Zustand zeigen.

Die Tendenz zur Trennung des Paraconids vom Anterolophid, die schon bei den *N. similis*-Zähnen angedeutet ist, verstärkt sich bei den M_1 von *N. brunonis*.

Das Anterolophid ist bei den M_2 von *N. brunonis* stärker mit dem Paraconid verbunden als das bei den *N. similis*-Molaren der Fall ist.

Bei *N. similis* aus Erkertshofen ist die Metaconus-Antiklinale an einigen M^1 und M^2 noch rückwärts mit dem Posteroloph verbunden.

3. Beschreibung der Funde

Vergleicht man die Zähne aus Maßendorf, Schönenberg und Undorf an Hand der von Fahlbusch (1966) und Fejfar (1974) festgestellten Unterschiede zwischen den beiden Arten, so stimmen die Neufunde aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns sowohl größenmäßig als auch morphologisch so gut mit den *N. similis*-Zähnen der Typuslokalität überein, daß sie diesen zugeordnet werden müssen, obwohl die Fauna von Erkertshofen sicherlich älter einzustufen ist (Fahlbusch 1966: 130 und Mein 1975). Da die *N. similis*-Zähne von Fahlbusch (1966: 121–129) bereits ausführlich dargestellt wurden, beschränkt sich diese Beschreibung vor allem auf die Unterschiede zu *Neocometes*-Populationen aus anderen Faunen.

3.1 Maßendorf: Gradabteilungsblatt 7440 Aham, r 45 34 060, h 53 84 480, Höhe: ca. 430 m NN, Kiesgrube 800 m Ö Maßendorf, bis 1 m mächtige Mergellinse im Nördlichen Vollschotter.

Neocometes similis Fahlbusch 1966

Alle unteren Zähne besitzen zwei, die oberen drei Wurzeln. Die Kaufläche – vor allem der ersten und zweiten Molaren – ist stets mehr oder weniger konkav.

M_1	3 linke:	1980 IX 65	2,08×1,20	(Abb. 2:4)
		1980 IX 66	1,80×1,13	(Abb. 2:2)
		1980 IX 67	Bruchstück	(Abb. 2:7)
	4 rechte:	1980 IX 68	2,00×1,11	(Abb. 2:5)
		1980 IX 69	1,90×1,13	(Abb. 2:1)
		1980 IX 70	1,82×1,08	(Abb. 2:3)
		1980 IX 71	1,75×1,05	(Abb. 2:6)

Vergleiche: Fünf Molaren liegen mit ihren Maßen im mittleren bis oberen Variationsbereich der *N. similis*-Funde aus Erkertshofen (Abb. 6). Der Zahn 1980 IX 65 erreicht in seinen Dimensionen die kleineren M_1 von *N. brunonis* aus Neudorf.

Das Vorderende aller sieben M_1 entspricht dem Morphotyp A (Fejfar 1974: 172), wobei beim Zahn 1980 IX 65 das Anterolophid mesial an einer Stelle tief und breit unterbrochen und von der durchlaufenden Synklinale I deutlich vom Paraconid getrennt ist. Auch unter den 27 M_1 aus Erkertshofen findet man einen Zahn (1962 XIX 1122) mit einer tiefen, allerdings mehr lingual liegenden Unterbrechung des Anterolophids, und an zwei Zähnen (1962 XIX 1109, 1962 XIX 1112) sind Paraconid und Anterolophid ebenfalls voneinander getrennt.

Der einzige Unterschied zwischen den M_1 aus Maßendorf und Erkertshofen ist an der lingualen Öffnung der Synklinalen festzustellen. Bei der Erkertshofener Population ist die Synklinale I an der lingualen Wand immer stärker eingekerbt als die Synklinale IV,

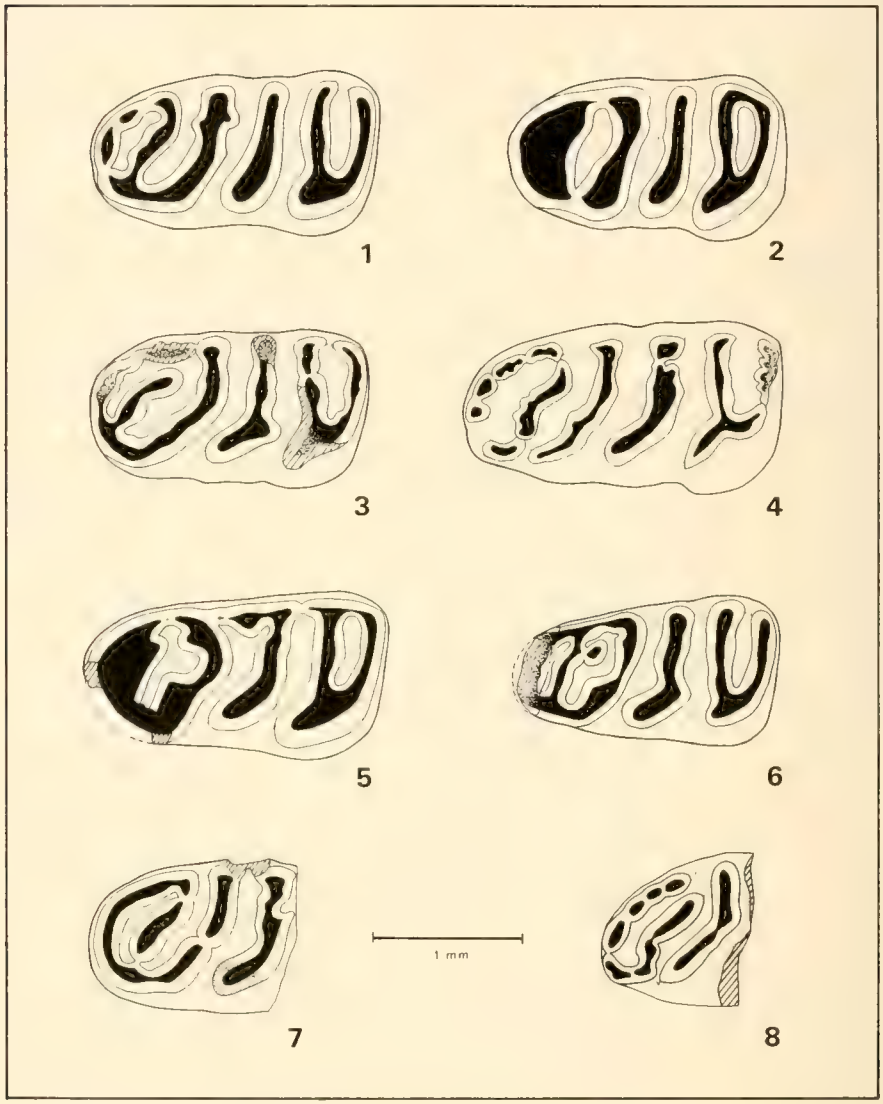


Abb. 2: *Neocometes similis* FAHLBUSCH 1966, erste untere Molaren.
Maßendorf: 1: M_1 re spiegelbildlich (1980 IX 69), 2: M_1 li (1980 IX 66), 3: M_1 re spiegelbildlich (1980 IX 70), 4: M_1 li (1980 IX 65), 5: M_1 re spiegelbildlich (1980 IX 68), 6: M_1 re spiegelbildlich (1980 IX 71), 7: M_1 li (1980 IX 67).
Schönenberg: 8: M_1 re spiegelbildlich (1966 IX 88).

ja bei 14 von 21 Zähnen, an denen sich dies feststellen ließ, ist die Synklinale I lingual ebenso tief wie die Synklinalen II und III. In Maßendorf ist nur bei einem Zahn (1980 IX 69) die Synklinale I lingual ebenso stark geöffnet wie die Synklinale II, während bei drei M_1 die Synklinale I lingual sogar weniger tief eingekerbt ist als die Synklinale IV. Am etwas stärker abgekauten Zahn 1980 IX 68 sind sogar alle transversalen Synklinalen abgeschnürt, so daß die linguale Schmelzwand des Zahns ohne größere Unterbrechungen verläuft. Solch eine Eigentümlichkeit findet man weder an einem ähnlich abgekauten Zahn aus Erkertshofen noch an einem Neudorfer Molaren. An den von Fejfar (1974: Abb. 34: 2, 5, 9) abgebildeten Zähnen der beiden rezenten Arten *Typhlomys cinereus* und *Platacanthomys lasiurus* kann man ebenfalls die linguale Schließung aller Synklinalen erkennen.

Bei Zahn 1980 IX 68 hat sich das Metaconid nicht transversal mit dem Paraconid verbunden, es steht vielmehr isoliert und ist mit dem Mesostylid und mit der schräg nach vorne umbiegenden Paraconid-Antiklinale verschmolzen. Dabei ist eine Verbindung des vorderen Quersporns mit der Metaconid-Antiklinale angedeutet, ähnlich wie sie Fahlbusch (1966: 122 und Tafel 10: 1) am Holotypus beschrieben hat. Zahn 1980 IX 71 besitzt an dieser Stelle einen mit dem vorderen Quersporn verschmolzenen Höcker, während Fund 1980 IX 69 an der Paraconid-Metaconid-Antiklinale auf beiden Seiten eine schwache Ausbuchtung zeigt. Das Paraconid ist bei den zwei Molaren 1980 IX 68 und 1980 IX 71 deutlich verbreitert vom transversalen Grat abgesetzt, dasselbe ist auch an den beiden stärker abgekauten M_1 (1962 XIX 1112, 1962 XIX 1114) aus Erkertshofen zu erkennen.

Im mittleren und hinteren Teil unterscheiden sich die Molaren beider Arten kaum voneinander. Die mittlere Protoconid-Mesostylid-Antiklinale ist bei den Maßendorfer Zähnen 1980 IX 70 und 1980 IX 71 labial abgeknickt und besitzt rückwärts einen mehr oder weniger ausgebildeten Sporn, ähnlich wie ihn einige Neudorfer Exemplare zeigen (Fejfar 1974: Abb. 31: 4, 8, 10). An keinem Maßendorfer Zahn kommt es jedoch zu einer Verbindung zwischen Hypoconid und Mesolophid wie an dem stark abgekauten Molaren 1962 XIX 1121 aus Erkertshofen (Fahlbusch 1966: 122) oder dem Zahn Nr. 73415 aus Neudorf (Fejfar 1974: Abb. 31: 2), obwohl auch bei den Maßendorfer Exemplaren 1980 IX 66 und 1980 IX 68 in der Tiefe eine Andeutung eines solchen Grates vorhanden ist.

M_2	2 linke:	1980 IX 72	1,60×1,21	(Abb. 3:1)
		1980 IX 73	1,53×1,24	(Abb. 3:4)
	2 rechte:	1980 IX 74	beschädigt	(Abb. 3:2)
		1980 IX 75	1,65×1,19	(Abb. 3:3)

Vergleiche: Alle Zähne liegen mit ihren Maßen an der oberen Grenze des Variationsbereichs der *N. similis*-Molaren aus Erkertshofen (Abb. 6).

Soweit man das an den vier M_2 aus Maßendorf noch erkennen kann, ist die Synklinale Ia, wenn überhaupt, so nur sehr schwach ausgebildet, wie das auch bei Erkertshofener Zähnen vorkommt (Fahlbusch 1966: Abb. 5: c, d). Bei den meisten M_2 aus Erkertshofen ist die Synklinale Ia jedoch gut entwickelt, während sie bei 17 der 29 Exemplare aus Neudorf überhaupt nicht mehr vorhanden ist (Fejfar 1974: 172).

Unterschiede in der Abschnürung des Anterolophids vom Paraconid, die Fejfar (1974: 174) zwischen *N. similis* und *N. brunonis* erwähnt hat, lassen sich am Maßendorfer Material wegen des unterschiedlichen Abkauungsgrades nicht feststellen.

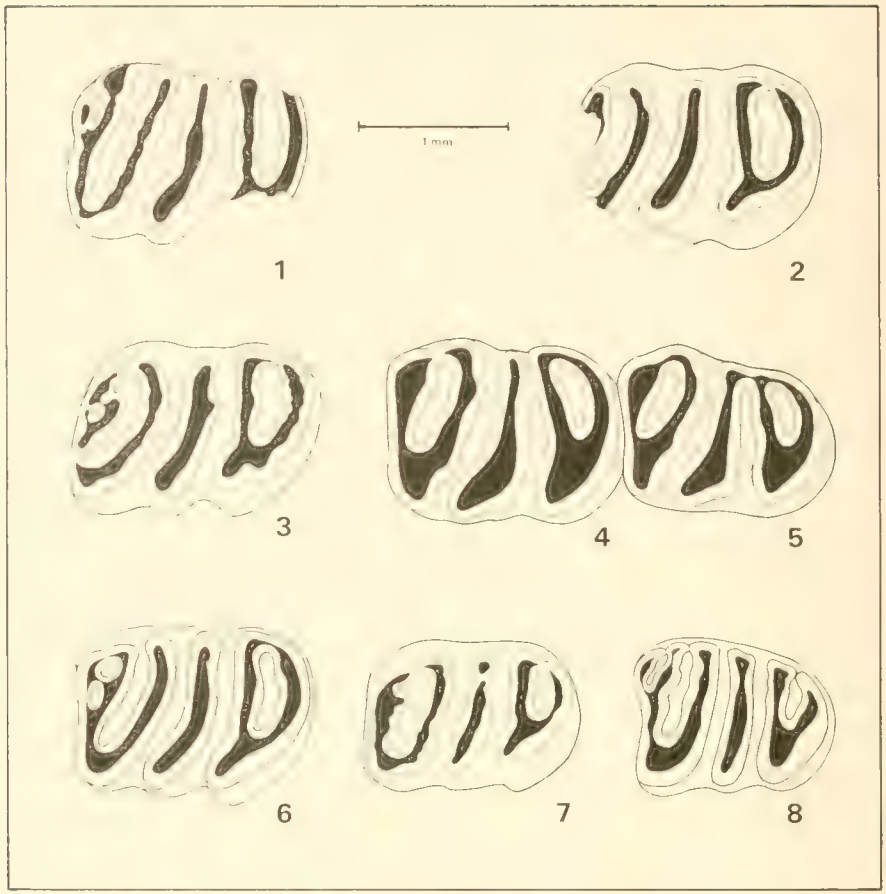


Abb. 3: *Neocometes similis* FAHLBUSCH 1966, zweite und dritte untere Molaren.
Maßendorf: 1: M_2 li (1980 IX 72), 2: M_2 re spiegelbildlich (1980 IX 74), 3: M_2 re spiegelbildlich (1980 IX 75), 4: M_2 li (1980 IX 73), 5: M_3 li (1980 IX 76), 7: M_3 re spiegelbildlich (1980 IX 77).
Schönenberg: 6: M_2 re spiegelbildlich (1966 IX 89).
Undorf: 8: M_3 li (1967 XI 70).

Die Synklinalen II und III sind bei allen Maßendorfer Molaren lingual stets gut geöffnet, während bei vier Erkertshofener M_2 die Synklinale III bereits in einem frühen Abkauungsstadium geschlossen ist. Auch beim M_2 aus Franzensbad (FEJFAR 1974: Abb. 34:12) sind die Synklinalen II und III lingual abgeriegelt.

M_3 1 linker: 1980 IX 76 1,42×1,10 (Abb. 3:5)
1 rechter: 1980 IX 77 1,49×1,08 (Abb. 3:7)

Vergleiche: Der Zahn 1980 IX 76 zeigt denselben Abkauungsgrad, dieselbe Färbung und stammt aus demselben Mergelbrocken wie der M_2 1980 IX 73. Außerdem passen beide Zahne gut zusammen, so daß sie mit großer Wahrscheinlichkeit von einem Tier

stammen. Beim Fund 1980 IX 77 bin ich nicht ganz sicher, ob es sich um einen M_2 oder M_3 handelt. Das nicht reduzierte Hinterende spricht mehr für einen M_2. Da der Zahn jedoch sehr klein ist und die gerundete Rückseite keinen Anschliff aufweist, möchte ich ihn als M_3 bestimmen.

Mit ihren Dimensionen liegen beide Molaren an der Grenze zwischen *N. similis* und *N. brunonis* (Abb. 6). Im rückwärtigen Teil sind sie jedoch nicht so stark verschmälert wie die Neudorfer Exemplare (FEJFAR 1974: Abb. 33: 15–25).

M^1	3 linke:	1980 IX 78	1,56×1,05	(Abb. 4:3)
		1980 IX 79	1,70×1,25	(Abb. 4:1)
		1980 IX 80	1,69×1,36	(Abb. 4:5)
	2 rechte:	1980 IX 81	1,57×1,13	(Abb. 4:2)
		1980 IX 82	1,63×1,21	(Abb. 4:4)

Vergleiche: Alle fünf Exemplare aus Maßendorf sind klein und mit Ausnahme des breiten Zahns 1980 IX 80 gleichen sie in ihrer Größe ganz den *N. similis*-Funden aus Erkertshofen. Die zwei Franzensbader M^1 sind etwas größer (Abb. 6).

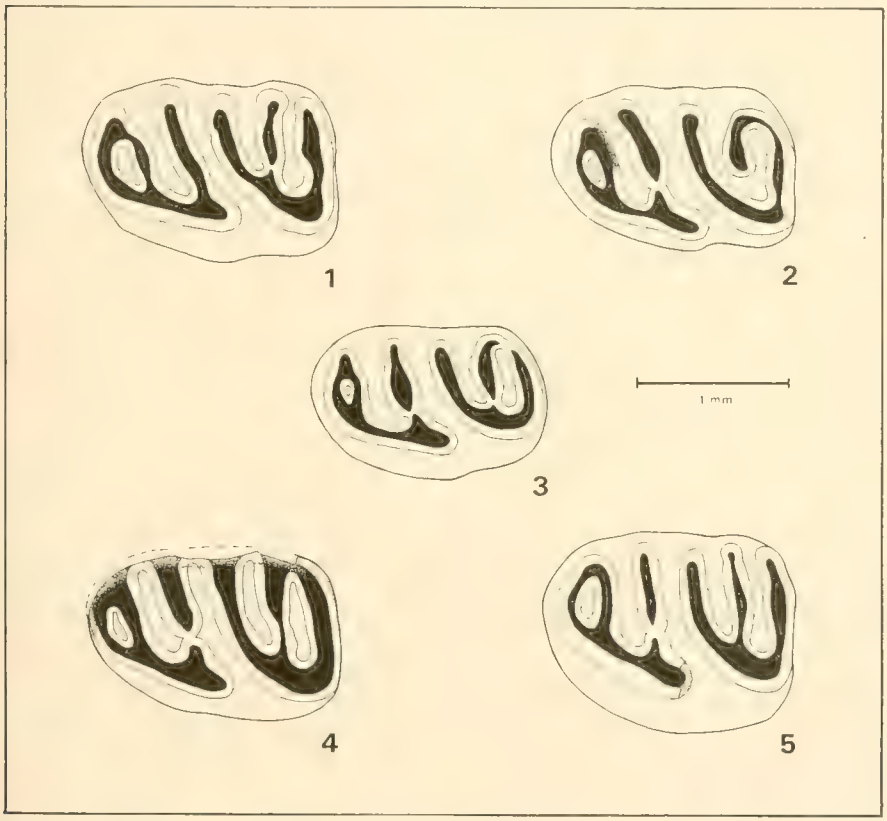


Abb. 4: *Neocometes similis* FAHLBUSCH 1966, erste obere Molaren.
Maßendorf: 1: M^1 li (1980 IX 79), 2: M^1 re spiegelbildlich (1980 IX 81), 3: M^1 li (1980 IX 78), 4: M^1 re spiegelbildlich (1980 IX 82), 5: M^1 li (1980 IX 80).

Das Vorderende entspricht stets dem *N. similis*-Morphotyp (Fejfar 1974: 174) mit der geschlossenen Synklinale Ia. Bei zwei Molaren 1980 IX 78 und 1980 IX 79 biegt der vordere Quersporn schon ab der Mitte schräg nach vorne zum Anteroloph um, wodurch sich die Synklinale I labial stark trichterförmig öffnet. Dieselbe Eigentümlichkeit findet man auch an einem Erkertshofener Zahn (1962 XIX 1203). Bei den anderen M^1 aus Erkertshofen verläuft der vordere Quersporn jedoch mehr oder weniger transversal, bis er auf der Labialseite des Zahns in den Anteroloph mündet. Das vorzeitige Abbiegen des vorderen Quersporns sowie die dadurch bedingte trichterförmige Öffnung der Synklinale Ia erkennt man auch an einem Zahn aus Franzensbad (Abb. 8: 8), vor allem aber an einer Reihe von Neudorfer M^1 (Fejfar 1974: Abb. 32: 5, 7–10).

Bei vier von fünf Maßendorfer Molaren ist der Protoconus vom Protoloph leicht abgeschnürt, dasselbe ist an vier Erkertshofener Funden (Fahlbusch 1966: Abb. 5: h, m) und an einem Neudorfer Exemplar zu sehen (Fejfar 1974: Abb. 32: 9).

Die bei den Neudorfer Zähnen labial oft weit offene Synklinale IV ist bei den Maßendorfer Funden, ähnlich wie in Erkertshofen, Dolnice und Franzensbad (Abb. 8), stets schmal und öfter auch geschlossen.

Die Metaconus-Antiklinale, die bei Zahn 1980 IX 81 frei endigt, läuft bei den restlichen vier M^1 streng transversal oder sogar leicht schräg nach vorne versetzt in den Grat, der Mesoloph und Hypoconus verbindet. Das ist auch etwa bei der Hälfte der Erkertshofener Molaren der Fall. Bei 15 Erkertshofener M^1 mündet diese Antiklinale jedoch mehr nach rückwärts versetzt direkt in den Hypoconus und bei Nr. 1962 XIX 1201 (Fahlbusch 1966: Abb. 5: k) ist sie mit dem Posteroloph verbunden. Bei den 32 Neudorfer M^1 ist die Metaconus-Antiklinale in 11 Fällen isoliert, in den anderen mündet sie in den Hypoconus-Vorderarm (15 Fälle) oder ist noch in 6 Fällen zusätzlich mit dem Posteroloph verknüpft (Fejfar 1974: 173). Bei keinem Maßendorfer und Neudorfer M^1 verläuft die Metaconus-Antiklinale nach rückwärts gerichtet in den Hypoconus.

Insgesamt aber findet man an den Maßendorfer M^1 kein Merkmal, das nicht schon am reichen Material von *N. similis* aus Erkertshofen vorhanden wäre.

M^2	3 linke:	1980 IX 83	1,62×1,22	(Abb. 5:1)
		1980 IX 84	1,51×1,15	(Abb. 5:3)
		1980 IX 85	1,51×1,26	(Abb. 5:2)
	1 rechter:	1980 IX 86	Bruchstück	(Abb. 5:4)

Vergleiche: Der Größe nach liegen die Maßendorfer M^2 im oberen Bereich der *N. similis*-Zähne aus Erkertshofen, wobei Nr. 1980 IX 83 etwa die Maße des M^2 aus Franzensbad erreicht (Abb. 6).

An den zwei weniger abgekauten Exemplaren (1980 IX 83 und 1980 IX 84) ist die Synklinale Ia gut ausgebildet, wie das auch bei der Mehrzahl der Erkertshofener M^2 (15 von 18 Zähnen) der Fall ist, während bei der Hälfte der Neudorfer M^2 diese Synklinale vollständig fehlt (Fejfar 1974: 173). Die Metaconus-Antiklinale mündet bei den Maßendorfer Stücken stets transversal in den Hypoconus-Vorderarm, während sie bei zwei Zähnen aus Erkertshofen (1962 XIX 1230 und 1962 XIX 1231) sogar noch rückwärts mit dem Posteroloph verbunden ist (Fahlbusch 1966: Abb. 5: p).

Alle Synklinalen – mit Ausnahme von Synklinale IV – sind bei den Maßendorfer Exemplaren labial stets offen, während an drei Erkertshofener Zähnen (1962 XIX 1224,

1230 und 1232) die Synklinale I auch labial abgedämmt ist (FAHLBUSCH 1966: Abb. 5: p). Wesentliche Unterschiede zwischen den Maßendorfer und Erkertshofener M^2 lassen sich nicht finden.

M^3	1 linker:	1980 IX 87	1,31×1,10	(Abb. 5:6)
	1 rechter:	1980 IX 88	1,35×1,15	(Abb. 5:5)

Vergleiche: Größenmäßig liegen beide Molaren genau zwischen *N. similis* und *N. brunonis* (Abb. 6). Nr. 1980 IX 88 besitzt eine durchgehende Synklinale II und zeigt dadurch in seiner Morphologie Ähnlichkeit mit den M^2. Seine geringe Länge sowie die stärkere Reduktion des abgerundeten Hinterendes weisen ihn jedoch meiner Ansicht nach als M^3 aus. Auch drei Erkertshofener M^3 besitzen eine lingual offene Synklinale II, während bei 9 Zähnen die linguale Schmelzwand ohne jede Einbuchtung verläuft, genau wie bei dem Maßendorfer Zahn 1980 IX 87.

Bei beiden Maßendorfer M^3 sind Anteroloph und vorderer Quersporn deutlich getrennt. Die bei Nr. 1980 IX 88 angedeutete Verbindung zwischen vorderem Quersporn und Protoloph findet man auch an einem M^3 aus Erkertshofen (1962 XIX 1261), aber besonders ausgeprägt an drei Neudorfer Molaren (FEJFAR 1974: Abb. 33: 9, 10, 28).

Der schwächer abgekaute M^3 (1980 IX 87) gleicht im rückwärtigen Teil stark den bei FAHLBUSCH (1966: Abb. 5: q) und FEJFAR (1974: Abb. 33: 28) abgebildeten Zähnen.

3.2 Schönenberg: Gradabteilungsblatt 7628 Jettingen, r 3604180, h 5359580, Höhe: ca. 520 m NN, Sandgrube 400 m N Schönenberg, ca. 1 m mächtige Aufarbeitungslage (FAHLBUSCH 1975: 67).

Neocometes similis FAHLBUSCH 1966

1 rechter M_1:	1966 IX 88	Bruchstück	(Abb. 2:8)
1 rechter M_2:	1966 IX 89	1,59×1,21	(Abb. 3:6)

Vergleiche: Beide Zähne gleichen in ihren Maßen sehr genau den Maßendorfer Funden. Das Vorderende des M_1 entspricht dem Morphotyp A (FEJFAR 1974). Das Mesolophid ist dabei ebenso vom Paraconid getrennt wie beim Zahn 1980 IX 65 aus Maßendorf.

Der M_2 besitzt im Gegensatz zu den fünf Maßendorfer Exemplaren eine deutlich sichtbare Synklinale Ia, die wie bei sieben Erkertshofener Funden durch eine longitudinale Verbindung in zwei kleine Trichter zerlegt wurde (FAHLBUSCH 1966: 124). Die Synklinalen II und III sind wie bei den Maßendorfer M_2 lingual gut geöffnet.

3.3 Undorf: Gradabteilungsblatt 6937 Laaber, r 4496500, h 5432150, Höhe: ca. 420 m NN, Bahneinschnitt ca. 1 km östl. Bahnhof Undorf.

Neocometes similis FAHLBUSCH 1966

1 linker M_3: 1967 XI 70 1,41×1,05 (Abb. 3: 8)

Vergleiche: Die M_3 von *N. similis* und *N. brunonis* unterscheiden sich morphologisch kaum. Der Undorfer Molar gehört jedoch der Größe nach zu *N. similis* und steht dabei den Maßendorfer Funden sehr nahe (Abb. 6). Der Zahn ist rückwärts etwas stärker reduziert, und die Synklinale Ia ist deutlich ausgeprägt.

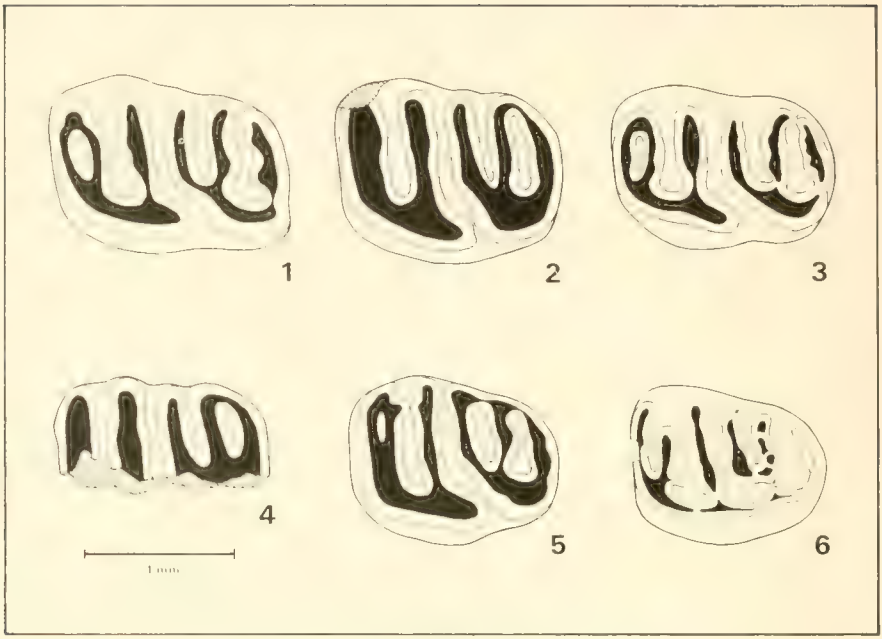


Abb. 5: *Neocometes similis* FAHLBUSCH 1966, zweite und dritte obere Molaren.
Maßendorf: 1: M^2 li (1980 IX 83), 2: M^2 li (1980 IX 85), 3: M^2 li (1980 IX 84), 4: M^2 re spiegelbildlich (1980 IX 86), 5: M^3 re spiegelbildlich (1980 IX 88), 6: M^3 li (1980 IX 87).

4. Beziehungen zu *N. similis* und *N. brunonis*

Wie bereits erwähnt, gleichen die Funde aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns sowohl großenmäßig als auch morphologisch weit mehr den Zähnen von *N. similis* aus Erkertshofen als den *N. brunonis*-Funden aus Neudorf. Man findet kaum ein morphologisches Merkmal, das nicht schon an den Erkertshofener Molaren anzutreffen ist. Kleine Unterschiede deuten immerhin an, daß die Neufunde gegenüber der Erkertshofener Population etwas evoluierter sind.

In ihren Dimensionen stehen die Zähne vielfach an der oberen Grenze der Variationsbreite von *N. similis* aus Erkertshofen, wobei einzelne Molaren die Größe der *N. brunonis*-Funde aus Neudorf erreichen (Abb. 6). Morphologisch lassen sich am nicht sehr reichen Material allerdings kaum mehr als einige geringfügige Abweichungen erkennen:

An den Maßendorfer M_1 bemerkt man eine stärkere linguale Schließung der Synklinale I. An einem Zahn (1980 IX 65) ist zudem das Anterolophid bereits tief und breit unterbrochen.

Die Synklinale Ia ist bei den vier M_2 aus Maßendorf etwas stärker reduziert. (Beim M_2 aus Schönenberg ist diese Synklinale jedoch gut ausgebildet.)

Der vordere Quersporn biegt bei den M^1 manchmal vorzeitig nach vorne zum Anteroloph ab, wodurch sich die Synklinale I trichterförmig öffnet.

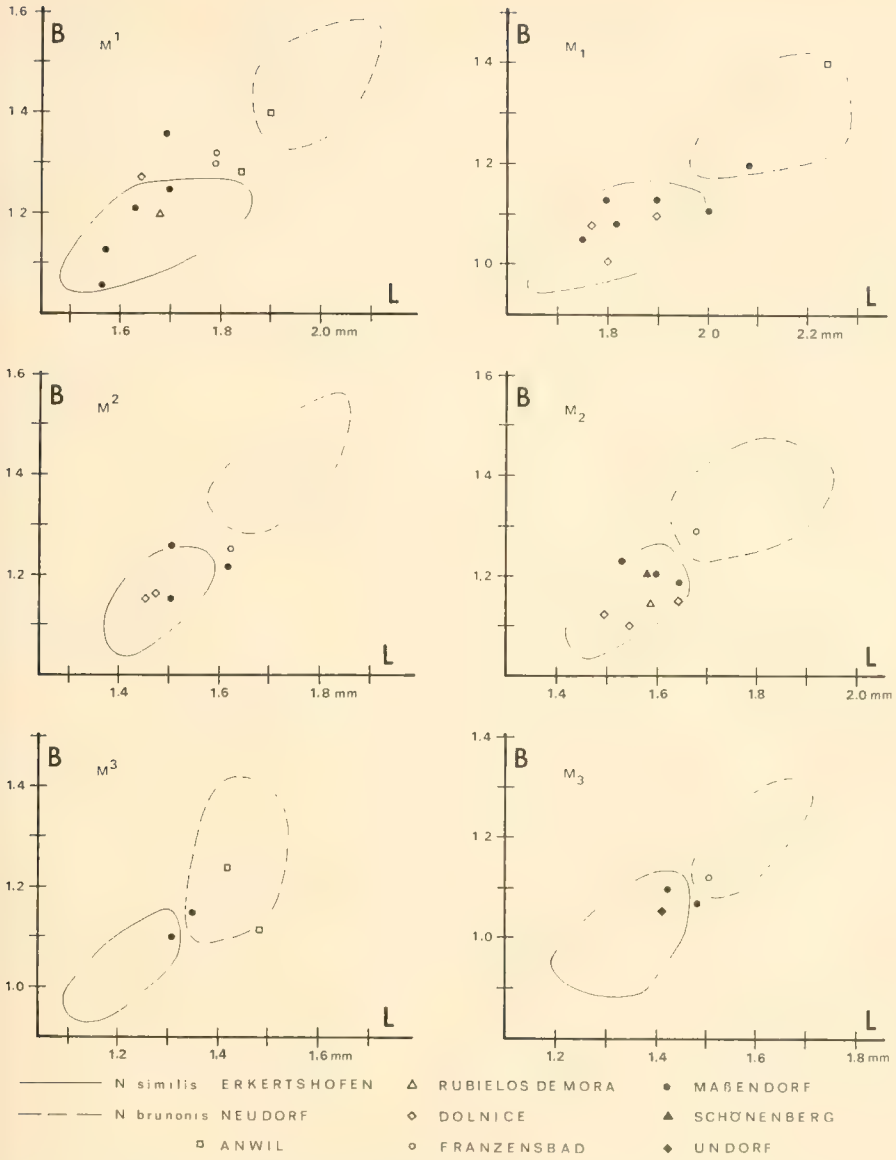


Abb. 6: Längen-Breiten-Diagramme der *Neocometes*-Molaren. Die Maße für die außerbayerischen Belege wurden der Literatur entnommen.

Bei den M^1 und M^2 verläuft die Metaconus-Antiklinale ohne Ausnahme stets transversal oder schräg nach vorne versetzt in den Grat zwischen Mesoloph und Hypoconus.

Da bisher an keiner Fundstelle die zwei *Neocometes*-Arten gleichzeitig aufgetreten sind, lassen die etwas größeren Maße der Zähne und die kleinen morphologischen Unterschiede nur den Schluß zu, daß die *Neocometes*-Funde aus der bayerischen Molasse, ähnlich wie die Funde aus Franzensbad (Fejfar 1974: 171), ein Bindeglied in der homogenen Entwicklungslinie (Fejfar 1974: 177) zwischen den beiden Arten *N. similis* und *N. brunonis* darstellen.

5. Altersstellung der Funde

Leider ist das Material aus Franzensbad (5 Zähne) zu gering, um damit Vergleiche anstellen zu können. Zwar sind die Franzensbader Molaren insgesamt etwas größer, sie stehen jedoch in ihren Dimensionen den Molasse-Funden am nächsten (Abb. 6). Franzensbad scheint eine Fundstelle zu sein, die den drei Faunen aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns zeitlich sehr nahe liegt. Das wird durch die bisher veröffentlichten Funde aus Undorf (Fejfar 1972) und Maßendorf (Schötz 1979, 1980) zusätzlich bestätigt.

Betrachtet man die neuesten Veröffentlichungen, die sich mit der stratigraphischen Einstufung der drei Molasse-Faunen beschäftigen, so ergibt sich folgendes Bild:

Undorf: Die Fauna wurde erstmals von Fejfar (1972: 171) wegen des Auftretens von *Anomalomys minor* mit Langenmoosen und Franzensbad korreliert. Alle drei Fundstellen werden heute MN 5 zugeordnet.

Schönenberg: Nach dem Vergleich der *Keramidomys*-Populationen aus Sandelzhausen und Schönenberg vermutet Fahlbusch (1975: Tab. 1), daß die Fauna von Schönenberg jünger sein könnte als die Fauna von Sandelzhausen (MN 6). Er schreibt jedoch (Fahlbusch 1975: 81): „Die Schlußfolgerung, daß es sich hierbei um ein evolulierteres Stadium handelt, die Zähne von Schönenberg also jünger sind als die von Sandelzhausen, darf ohne umfangreicheres Material vorerst nicht gezogen werden."

Auf Grund der Zusammensetzung der Gliridenfauna und der Entwicklungshöhe einzelner Gliridenarten stuft Mayr (1979: 341) Schönenberg jedoch zeitlich zwischen Langenmoosen (MN 5) und Sandelzhausen (MN 6) ein, ordnet die Fundstelle aber noch MN 6 zu.

Maßendorf: Jung (Jung & Mayr 1980: 163, 165) stellt in einem Überblick eine spärliche Blattflora aus Maßendorf zu MN 7.

Die Gastropodenfaunen des Steinheimer Beckens („Referenzlokalität" für MN 7 nach Jung & Mayr 1980: 168) werden von Gall (1980: 72) jedoch aus faunistischen Gründen jünger eingestuft als die Gastropodenfunde aus der Fundschicht von Gündelkofen. Diese mit Maßendorf vergleichbare Fundstelle, die ebenfalls im „Unteren Hangenden Nördlichen Vollschotter" (Gall 1980: 53 und Schötz 1980: 130) liegt, hält Gall (1980: 72) nur für geringfügig jünger als Sandelzhausen (MN 6). Er begründet diese Einstufung jedoch nicht mit Unterschieden in den Gastropodenfaunen, sondern mehr aus geologischer und paläogeographischer Sicht.

Da in Maßendorf auch *Anomalomys minor* gefunden wurde, stufe ich die Fundstelle älter ein (Schötz 1980: 131) und stelle sie in die Nähe von Franzensbad (MN 5).

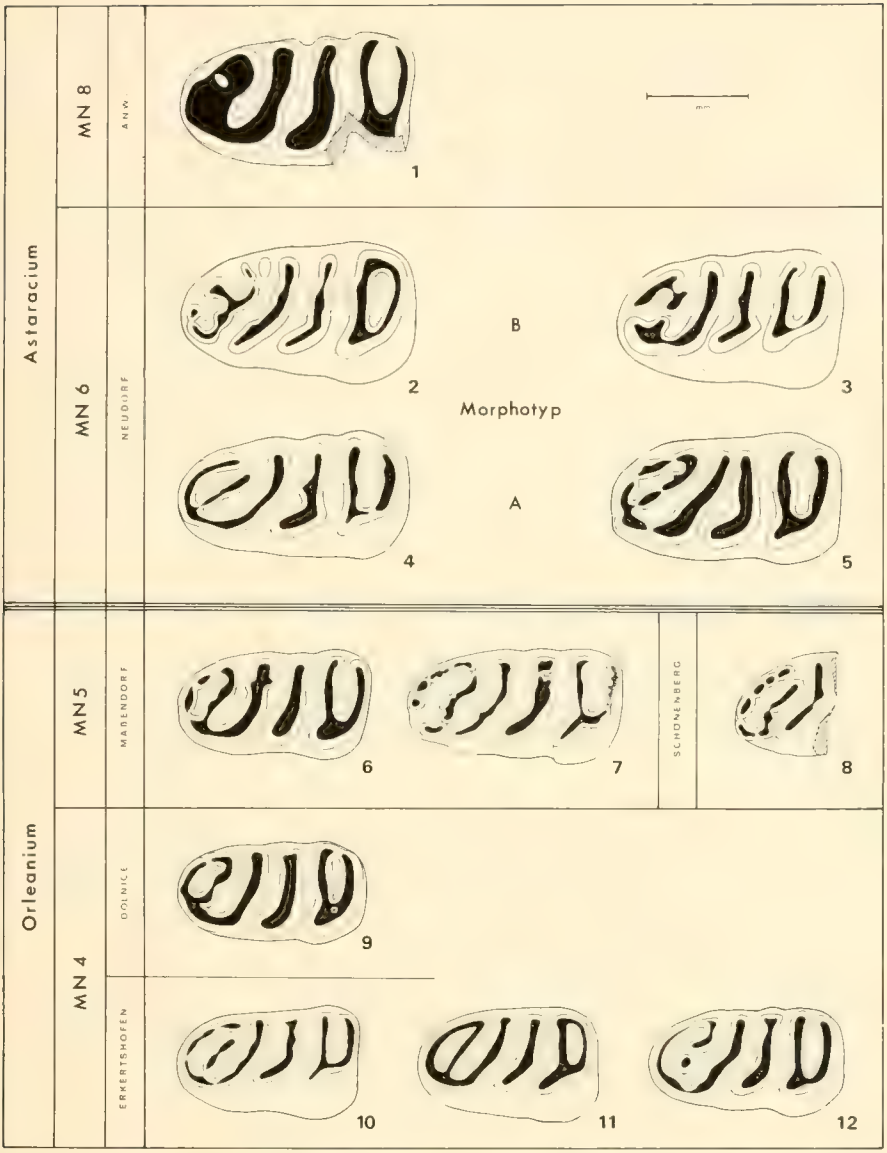


Abb. 7: Vergleich der M_1 aus verschiedenen Fundstellen. Alle Zähne im gleichen Maßstab umgezeichnet aus ENGESSER (1972: Abb. 117), FAHLBUSCH (1966: Abb. 4, 5) und FEJFAR (1974: Abb. 31).
Neocometes brunonis SCHAUB & ZAPFE 1953: 1: Al. 422, 2: 73415, 3: 7341171, 4: 73392, 5: 73391.
Neocometes similis FAHLBUSCH 1966: 6: 1980 IX 69, 7: 1980 IX 65, 8: 1966 IX 88, 9: 73355, 10: 1962 XIX 1108, 11: 1962 XIX 1113, 12: 1962 XIX 1101.

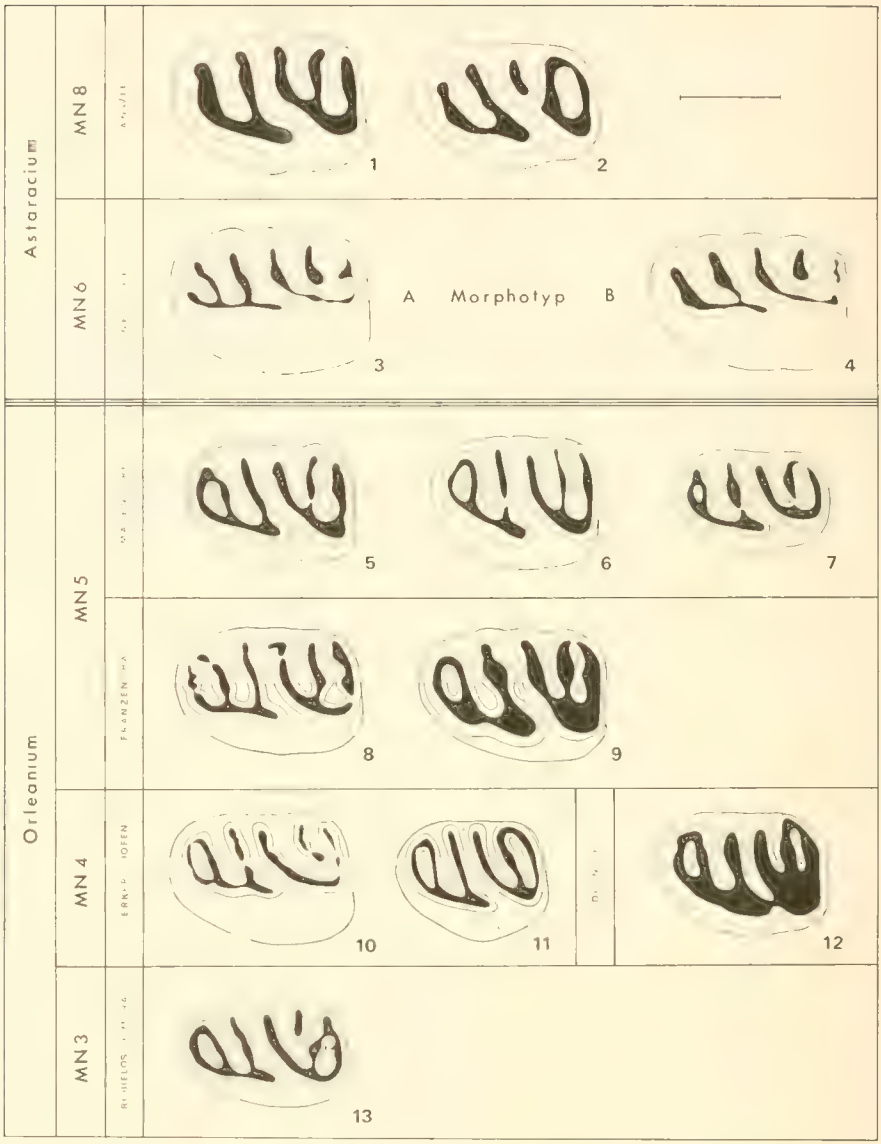


Abb. 8: Vergleich der M^1 aus verschiedenen Fundstellen. Alle Zähne im gleichen Maßstab umgezeichnet aus BRUIJN & MOLTZER (1974: Taf. 3), ENGESSER (1972: Abb. 117), FAHLBUSCH (1966: Abb. 5) und FEJFAR (1974: Abb. 32).
Neocometes brunonis SCHAUB & ZAPFE 1953: 1: Al. 420, 2: Al. 419, 3: 7341175, 4: 7341176.
Neocometes similis FAHLBUSCH 1966: 5: 1980 IX 79, 6: 1980 IX 80, 7: 1980 IX 78, 8: 73305, 9: 73306, 10: 1962 XIX 1201, 11: 1962 XIX 1207, 12: 73431, 13: RM no. 111.

Die beiden Faunen aus Schönenberg und Maßendorf liegen stratigraphisch zwischen den beiden „Referenzlokalitäten der bayerischen Molasse" (JUNG & MAYR 1980: Tab. 1) Sandelzhausen (MN 6) und Langenmoosen (MN 5). Die in diesem Aufsatz beschriebenen *Neocometes*-Molaren sprechen dabei mehr für eine Einstufung der beiden Fundorte Schönenberg und Maßendorf, zusammen mit Undorf, in das obere Orleanium (MN 5).

6. Zur Ökologie der Fundstellen

Da die beiden rezenten Arten *Platacanthomys lasiurus* und *Typhlomys cinereus* in dichten Wäldern auf hohen Bäumen leben (PILCHOCKI 1975: 392), hat schon ENGESSER (1972: 298) darauf hingewiesen, daß auch *Neocometes* mit einiger Wahrscheinlichkeit ein Baumbewohner gewesen ist. Die *Neocometes*-Funde geben damit einen Hinweis auf einen ehemals bewaldeten Lebensraum.

7. Schriftenverzeichnis

BRUIJN, H. DE & MOLTZER, J. G. (1974): The rodents from Rubielos de Mora; The first evidence of the existence of different biotopes in the Early Miocene of eastern Spain. – Proc. koninkl. Nederl. Akad. Wet., **B 77** (2): 129–145, 3 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.

CICHA, I., FAHLBUSCH, V. & FEJFAR, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **140** (2): 129–145, 2 Tab.; Stuttgart.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28:** 35–363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf.; Liestal.

FAHLBUSCH, V. (1966): Cricetidae (Rodentia, Mamm.) aus der mittelmiocänen Spaltenfüllung Erkertshofen bei Eichstätt. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6:** 109–131, 6 Abb., Taf. 10; München.

FAHLBUSCH, V. (1975): Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15:** 63–90, 11 Abb., 1 Tab.; München.

FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., **5** (2/3): 160–167, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.

FAHLBUSCH, V., GALL, H. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73. Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128, 4 Abb.; München.

FEJFAR, O. (1972): Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* GAILLARD, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141:** 168–193, 6 Abb.; Stuttgart.

FEJFAR, O. (1974): Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. – Paläontographica, A, **146:** 100–180, 35 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

GALL, H. (1980): Eine Gastropodenfauna aus dem Landshuter Schotter der Oberen Süßwassermolasse (Westliche Paratethys, Badenien) von Gündlkofen/Niederbayern. –, Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 51–77, 4 Abb., 1 Tab.; München.

HUGUENEY, M. & MEIN, P. (1968): Les Eomyidés (Mammalia, Rodentia) néogènes de la région lyonnaise. – Geobios, **1:** 187–203, 1 Taf.; Lyon.

JUNG, W. & MAYR, H. (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 159–173, 1 Abb., 1 Tab.; München.

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – 380 S., 7 Tab., 44 Diagr., 18 Taf.; München (Photodruck der Dissertation).

MEIN, P. (1975): Rèsultats du Groupe de Travail des Vertèbrès. – In: Report on Activity of the R. C. M. N. S. Working Groups (1971–1975): 78–81; Bratislava.

MEIN, P. & FREUDENTHAL, M. (1971): Une nouvelle classification des Cricetidae (Mammalia, Rodentia) du Tertiaire de l'Europe. – Scripta Geol., **2**: 1–37; Leiden.

PIECHOCKI, R. (1975): Bilchartige. – In: Grzimeks Tierleben, Bd. 11: 383–397; Zürich (Kindler).

SCHAUB, S. & ZAPFE, H. (1953): Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (ČSR.). Simplicidentata. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, **162** (3): 181–215, 5 Abb., 3 Taf.; Wien.

SCHÖTZ, M. (1979): Neue Funde von Eomyiden aus dem Jungtertiär Niederbayerns. – Aufschluß, **30**: 465–473, 8 Abb.; Heidelberg.

SCHÖTZ, M. (1980): *Anomalomys minor* FEJFAR, 1972 (Rodentia, Mammalia) aus zwei jungtertiären Fundstellen Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20**: 119–132, 6 Abb.; München.

STEININGER, F., RÖGEL, F. & MARTINI, E. (1976): Current Oligocene-Miocene Biostratigraphic Concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsl. Stratigr., **4** (3): 174–202, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.

STEININGER, F. & PAPP, A. (1979): Current biostratigraphic and radiometric correlations of Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s. str., Pannonian s. str., and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian Event in the Paratethys. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 100–110, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.

THENIUS, E. (1979): Die Evolution der Säugetiere. – 294 S., 88 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Fischer) – [Uni-Taschenbücher 865].

TOBIEN, H. (1955): Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges (Vortragsbericht). – Z. deutsch. Geol. Ges., **105**: 588; Hannover.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	21	115–119	München, 31. 12. 1981

Puttenhausen: Eine neue Kleinsäuger-Fauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns

Von Volker Fahlbusch und Wen-yu Wu*)

Kurzfassung

Aus der Tongrube Puttenhausen bei Mainburg (Niederbayern) wird eine Kleinsäugerfauna nach vorläufiger Bestimmung bekannt gemacht. Die überwiegend aus Insectivora und Rodentia bestehende Fauna (mehr als 2500 Objekte) zeigt deutliche Beziehungen zu der von Sandelzhausen, ist aber nach dem Auftreten einiger altertümlicher Elemente tiefer als jene einzustufen und gehört dem Grenzbereich Orleanium/Astaracium (MN 5/6) an.

Abstract

A new micromammal fauna is described from the clay pit of Puttenhausen near Mainburg (Lower Bavaria). The fauna consists of insectivores and rodents mainly (more than 2500 specimens). A preliminary determination indicates close relationship to the fauna of Sandelzhausen. For some specimens of earlier forms, however, it has to be dated as Orleanium/Astaracium (MN 5/6).

1. Fundstelle und Entdeckung

Im Mai 1979 wurden durch Herrn Dr. Joachim Gregor bei planmäßigen paläobotanischen Prospektionsarbeiten in der Tongrube Puttenhausen mehrere Schlämmproben auf ihren Fossilgehalt untersucht. Während Pflanzenreste nicht gefunden wurden, lieferte eine der Proben mehrere Zähne und Knochenfragmente von Säugetieren, worüber uns Herr Dr. Gregor informierte. Daraufhin wurden nach Untersuchung mehrerer kleiner Proben am 19. und 22. 11. 1979 unter Mitwirkung von Dr. J. Gregor, Dr. K. Heissig und studentischen Hilfskräften insgesamt ca. 4,5 Tonnen Material geborgen, das im folgenden Jahr in München geschlämmt, geätzt und ausgelesen wurde.

*) Prof. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2. – Wen-yu Wu, Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, P. O. Box 643, Beijing 28 (Peking), VR China; z. Zt. München.

Die Tongrube wird durch die Firma J. J. Deplaz, Poroton- und Ziegelwerke, Werk Mainburg-Puttenhausen, betrieben. Sie befindet sich am nördlichen Ortsrand von Puttenhausen auf der Westseite des Abens-Tals, 3,5 km südlich von Mainburg, knapp 3 km südwestlich der Fossillagerstätte Sandelzhausen (Gradabteilungsblatt 7336 Mainburg, r 4483320, h 5386000, Höhe: ca. 445 m NN).

Das gesamte Material wurde aus einem bis 1 m mächtigen Niveau nahe der Basis der Grube entnommen. Es handelt sich um blaugraue bis hellgrün-weißliche, stellenweise rot geflammte, schluffige Mergel, welche in der Ziegeleigrube in einer Mächtigkeit von über 15 m anstehen. Das Liegende und Hangende ist nicht aufgeschlossen. Die Mergel entsprechen in ihrer Ausbildung und Höhenlage der von Gregor (in Fahlbusch & Gall 1970: 374) als „Aufhauser Ton" beschriebenen Folge feinkörniger Sedimente auf der Westseite der Abens. Die inzwischen zugefüllte Tongrube von Aufhausen (Typlokalität) befand sich nur ca. 350 m nördlich der Puttenhausener Grube.

An Fossilien sind in der Grube selbst lediglich einige fragmentäre Landschnecken (Cepaeen) und sehr selten Bruchstücke von Landschildkröten zu finden, und diese nur in dem einen, lithologisch von den übrigen Sedimenten nicht unterscheidbaren Horizont.

Für die Untersuchung der ersten, von Dr. J. Gregor entnommenen Proben und die Mitteilung über das Vorkommen von Säugetierresten sind wir ihm zu großem Dank verpflichtet. Für die Erlaubnis zur Materialbergung und die dabei großzügig gewährte Hilfe danken wir der Betriebsleitung der Firma Deplaz, ebenso den Mitarbeitern des Universitäts-Instituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, die an der Bergung und Aufbereitung des Materials beteiligt waren, namentlich den Herren A. Schönfeld und L. Bimmer.

2. Die Fauna

Mit dem Vorherrschen von Insektivoren und Nagetieren, welche ausschließlich durch das Auslesen der Schlämmrückstände gewonnen wurden, handelt es sich um eine nahezu reine Kleinsäugerfauna. Der Grund hierfür liegt zweifelsfrei in der Genese der Fundstelle, d. h. dem energie-bedingten Zusammenschwemmen feinkörniger Komponenten aus den Rückständen von Gewöllansammlungen, unter denen isolierte Zähne – auch gegenüber Knochenfragmenten – stark überwiegen. Etliche Objekte zeigen stärkere mechanische Beanspruchung (Bruch, Abrollung) oder Korrosion.

An Resten von Evertebraten sind Fragmente von Heliciden der Gattung *Cepaea*, ferner Deckel von *Bithynia* und Platten von *Limax* nachgewiesen. Limnische Elemente fehlen bei den Gastropoden völlig.

Für die Vertebrata sind außer den besser belegten Kleinsäugern zu nennen: wenige, stark fragmentäre Kieferreste von Lacertilia; einige Schuppen von *Ophisaurus;* wenige fragmentare Panzerplatten von Testudinidae; wenige, meist zerbrochene Backenzähne von Musteliden; einige isolierte Backenzähne und ein fragmentäres Kronchengeweih von *Lagomeryx* (cf. *Lagomeryx pumilio;* vgl. Fahlbusch 1977); wenige, teils fragmentäre Backenzähne der *Euprox-Heteroprox*-Gruppe; wenige unbestimmte Knochenfragmente mittelgroßer Säuger.

Den wesentlichen Anteil der Fauna bilden mit mehr als 2500 Objekten die isolierten Zähne von Kleinsäugern. Hieraus konnten bei einer ersten Durchsicht die folgenden Formen bestimmt werden (in der Liste bedeuten: ss = sehr selten, 1–3 Objekte; s = selten, 4–15 Objekte; m = gut belegt, 16–50 Objekte; h = häufig, mehr als 50 Objekte):

Marsupialia:

Amphiperatherium sp., m

Insectivora:

Galerix exilis (Blainville), m
Lanthanotherium sp., ss
Amphechinus sp., s
Sorex sp., ss
Miosorex grivensis (Deperet), s
Dinosorex sp., m
Plesiodimylus chantrei Gaillard, s
Proscapanus sansaniensis (Lartet), s
Talpidae, indet., 3–4 Arten, ss-s

Chiroptera:

Vespertilionidae indet., ss

Rodentia:

Spermophilinus bredai (H. v. Meyer), h
Heteroxerus rubricati Crusafont et al. h
Palaeosciurus sp., m
Blackia miocaenica Mein, s
Miopetaurista dehmi Bruijn et al., s
Bransatoglis astaracensis (Baudelot), s
Eomuscardinus aff. *sansaniensis* (Lartet), h
Miodyromys hamadryas (Major)/*aegercii* Baudelot, h
Prodryomys satus Mayr, h
Paraglirulus diremptus Mayr/*conjunctus* Mayr, m
Paraglirulus werenfelsi Engesser, s
Microdyromys miocaenicus (Baudelot), h
Keramidomys carpathicus (Schaub & Zapfe), h
Democricetodon gracilis Fahlbusch, h
Democricetodon mutilus Fahlbusch, h
Megacricetodon germanicus Aguilar, h
Megacricetodon sp., s
Eumyarion bifidus (Fahlbusch), h
Eumyarion sp. (cf. *weinfurteri/candeloni*), h
Anomalomys minor Fejfar, ss
Neocometes sp., ss

Lagomorpha:

Prolagus oeningensis (König), h
Lagopsis sp., ss
Amphilagus fontannesi (Deperet), ss

Bei den aufgeführten und bestimmten Objekten handelt es sich ausschließlich um isolierte Zähne; die seltenen und meist sehr fragmentären Knochenreste sind hier unberücksichtigt. Alle Stücke werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter der Sammelnummer 1979 XVI aufbewahrt.

3. Beziehungen und Alter

Die Fauna ist erst in einigen Teilgruppen genauer untersucht worden; eine spezielle Bearbeitung der Cricetiden durch einen der Verfasser (Wen-yu Wu) steht vor dem Abschluß. Daher können hier noch keine endgültigen Angaben gemacht werden.

Auf Grund der geologischen Situation (geringe Entfernung von Sandelzhausen und gleiche Höhenlage der fossilführenden, normalerweise horizontal liegenden Molassesedimente) und der ersten Fossilreste wurde davon ausgegangen, daß die Faunen von Sandelzhausen (MN 6; Fahlbusch, Gall & Schmidt-Kittler 1974: 117) und Puttenhausen altersgleich sind. Auch in der Anzahl der Kleinsäuger-Arten (Sandelzhausen: ca. 34, Puttenhausen: ca. 36) entsprechen sie einander und belegen wohl annähernd vollständige Lebensgemeinschaften eines größeren Einzugsgebietes.

Bei näherer Untersuchung bestätigte sich, daß die Faunen in zahlreichen Arten weitgehende Übereinstimmung zeigen. Das gilt sowohl für mehrere Insektivoren-Arten wie einige der gut belegten Nagetiere und Lagomorphen. Dagegen ergibt sich für andere Gruppen, daß sie sowohl in der Zusammensetzung der Arten (z. B. Gliriden, Sciuriden) wie in der Evolutionshöhe bestimmter Entwicklungsreihen doch einige Unterschiede zeigen, denen stratigraphische Bedeutung zukommt. So liegt der eine P_3 von *Lagopsis* größenmäßig im Übergangsbereich *penai-verus;* für die Entwicklungsreihe *Miodyromys hamadryas-aegercii* repräsentieren die Puttenhausener Zähne ein weniger evoluiertes Stadium; für die Gliriden wie die Cricetiden bestehen größere Übereinstimmungen mit der Fundstelle Schönenberg, für die Mayr (1979: 340) zeigen konnte, daß sie älter ist als Sandelzhausen, was sich zusätzlich durch den Nachweis von *Neocometes similis* bestätigte (Schötz 1981: 107). Die Zähne von *Heteroxerus rubricati* sind denen von Las Planas IV (MN 5) sehr ähnlich und kleiner als die von *Heteroxerus grivensis.*

Von Bedeutung für die zeitliche Einstufung der Fauna von Puttenhausen ist weiter das Vorkommen von *Anomalomys minor* (1 M^1) und *Neocometes* sp. (1 stark abgekauter M^3). *Anomalomys minor* ist bis jetzt nur aus Faunen bekannt, die der Säugetier-Einheit MN 5 zugeordnet werden (Fejfar 1972; Schötz 1980). Der einzige *Neocometes*-Zahn aus Puttenhausen liegt nach den Maßen (1,40×1,18) im unteren Teil des Variationsbereichs von *Neocometes brunonis,* der aber für den M^3 von *Neocometes similis* allein nach den Maßen nicht sicher zu trennen ist; es könnte sich bei dem Puttenhausener Zahn ebenso gut um *Neocometes similis* handeln (vgl. Schötz 1981: Abb. 6).

Für die Fauna von Puttenhausen ergibt sich damit, daß sie zwischen den für MN 5 typischen Faunen (Langenmoosen, Franzensbad) einerseits und denen von Sandelzhausen und Sansan (MN 6) andererseits liegt. Da eine faunistische Grenze, welche diese beiden Einheiten trennt, nicht definiert worden ist (Fahlbusch 1976: 163), kann das Alter vorerst nur angegeben werden mit: Grenzbereich Oberes Orleanium/Unteres Astaracium (MN 5/6). Bei Verwendung der neueren Gliederung des Miozäns (Fahlbusch 1981) liegt das Alter der Fauna an der Wende Unter-/Mittel-Miozän. Da *Anomalomys minor*

bisher nur aus MN 5 bekannt ist und diese Art auch an anderen Molasse-Fundstellen mit *Neocometes similis* vergesellschaftet ist, dürfte für die Fauna von Puttenhausen eine Zuordnung zu MN 5 wahrscheinlicher sein.

Für die geologische Situation des Gebietes um Mainburg ergibt sich, daß die Sedimente in gleicher Höhenlage (ca. 445 m NN) beiderseits des Abens-Tals deutlich verschiedenes Alter haben: Westseite mit Puttenhausen, Fundstelle in mehr als 15 m mächtiger Mergelfolge des Aufhauser Tons – MN 5/6; Ostseite mit Sandelzhausen, Fundstelle in max. 3 m mächtiger Geröllmergellage im Nördlichen Vollschotter – MN 6. Dabei kann der heutige Talverlauf der Abens (S-N) eine solche Störungszone, über deren Versetzungsbetrag keine sicheren Angaben gemacht werden können, nachzeichnen.

Schriftenverzeichnis

BRUIJN, H. de & MEURS, A. P. H. VAN (1967): A Biometrical Study of the Third Premolar of *Lagopsis* and *Prolagus* (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia) from the Neogene of the Calatayud-Teruel Basin (Aragon, Spain). – Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet., Ser. B, **70:** 113–143, 13 Abb.; Amsterdam.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28:** 35–363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf.; Liestal.

FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., **5:** 160–167, 1 Tab.; Berlin/Stuttgart.

FAHLBUSCH, V. (1977): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 11. Ein neues Zwerghirsch-Geweih: *Lagomeryx pumilio?* – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **17:** 227–233, 2 Abb., 1 Taf.; München.

FAHLBUSCH, V. (1981): Miozän und Pliozän – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Deutschland. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **21:** 121–127, 1 Tab.; München.

FAHLBUSCH, V. & GALL, H. (1970): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdeckung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **10:** 365–396, 9 Abb., 1 Taf.; München.

FAHLBUSCH, V., GALL, H. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73, Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128, 4 Abb.; München.

FEJFAR, O. (1972): Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* GAILLARD, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141:** 168–193, 6 Abb.; Stuttgart.

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – Diss. Univ. München (Fotodruck): 380 S., 18 Taf.; München.

SCHÖTZ, M. (1980): *Anomalomys minor* FEJFAR, 1972 (Rodentia, Mammalia) aus zwei jungtertiären Fundstellen Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **20:** 119–132, 6 Abb.; München.

SCHÖTZ, M. (1981): Erste Funde von *Neocometes* (Rodentia, Mammalia) aus der Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **21:** 97–114, 8 Abb., 1 Tab.; München.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	21	121–127	München, 31. 12. 1981

Miozän und Pliozän – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland

Von Volker Fahlbusch*

Mit 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung

In der Verwendung stratigraphischer Gliederungen, Stufen und Grenzziehungen für das Neogen ergeben sich beim Vergleich ausländischer und etlicher deutscher Arbeiten erhebliche Diskrepanzen. Es wird empfohlen, den international weitgehend einheitlichen Gebrauch der Begriffe Miozän und Pliozän, ihrer Abgrenzung und der neu definierten Stufennamen auch im kontinentalen Neogen Deutschlands zu übernehmen.

Abstract

Comparing foreign and several German studies dealing with and using stratigraphic subdivisions, stages, and boundaries there are still major discrepancies. It is recommended to accept the terms Miocene and Pliocene as well as their subdivisions and stages also for the German continental Neogene in that sense as it is widely used internationally.

Einleitung

In den vergangenen zwei Jahrzehnten hat es umfangreiche und langwierige Diskussionen um die Gliederung und Nomenklatur des Jungtertiärs gegeben. Hierbei kamen stratigraphische und paläontologische Detailuntersuchungen in verschiedenen Gebieten Europas zu Ergebnissen, die immer neue Diskrepanzen und Widersprüche bei zeitlichen Korrelationen und im Gebrauch stratigraphischer Begriffe hervorbrachten. Durch die zunehmenden und vertieften Kenntnisse in der Region der Paratethys einerseits und der mediterranen Tethys andererseits ergaben sich zunächst neue und verwirrende Probleme bei der Korrelation faziell stark abweichender und außerordentlich differenzierter Sedimentationsräume.

*) Prof. Dr. Volker Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2

Es wurde immer deutlicher, daß die stratigraphischen Begriffe, die z. T. seit weit mehr als einem halben Jahrhundert in Gebrauch waren, in unterschiedlichem Sinne, d. h. mit verschiedenem zeitlichen Gehalt und stark abweichender Grenzziehung verwendet wurden. Damit war ein wichtiges Ziel stratigraphischer Gliederungen – nämlich das einer internationalen Verständigung bei der Zuordnung erd- und lebensgeschichtlicher Vorgänge – verfehlt.

Das „Regional Commitee on Mediterranean Neogene Stratigraphy" (R.C.M.N.S.) der „International Union of Geological Sciences" (I.U.G.S.) hat sich auf mehreren „Neogen-Kongressen" um eine Klärung der wichtigsten Probleme bemüht: Bologna 1967, Lyon 1971, Bratislava 1975, Athen 1979. Die wissenschaftlichen Beiträge zu diesen Kongressen und deren Empfehlungen sind in umfangreichen Publikationen im Druck erschienen.

Das R.C.M.N.S. sieht seit dem Kongreß in Athen seine Aufgabe, im Jungtertiär wieder eine einheitliche „stratigraphische Sprache" zu ermöglichen, in den wichtigsten Punkten als erfüllt an – trotz vieler noch bestehender Detailprobleme. Gegenstand noch laufender Untersuchungen und Bemühungen ist in erster Linie die Festlegung einer einheitlichen Oligozän/Miozän-Grenze.

Der gegenwärtige Stand

Vergleicht man die Verwendung stratigraphischer Termini bei ausländischen Autoren einerseits und etlichen deutschen andererseits, so ergeben sich noch immer erhebliche Diskrepanzen. Diese führen unausweichlich zu Mißverständnissen oder erfordern umständliche Erläuterungen zu dem jeweils verwendeten Inhalt und Umfang eines bestimmten Begriffes.

Viele deutsche Autoren, besonders diejenigen, welche mit kontinentalen Sedimenten, Faunen und Floren beschäftigt sind, verwenden Serien- und Stufennamen und deren gebräuchliche Unterteilung mehr oder minder in dem Sinne wie er seit Jahrzehnten üblich war.

Es kann und soll hier nicht ein geschichtlicher Überblick gegeben werden: weder über den Verlauf der Diskussionen um die Vielzahl der verwendeten oder vorgeschlagenen stratigraphischen (insbesondere chronostratigraphischen) Namen, noch über den Sinn und Unsinn der widerstreitenden Ansichten, noch über die Begründungen für die heute weithin übereinstimmend gebrauchten Inhalte und Grenzziehungen. Ebenso kann es hier nicht darum gehen, wo „Recht" und „Unrecht" liegt. Auch soll nicht erneut diskutiert werden, ob es „sinnvoll" ist, ein Miozän von etwa 18 Mill. Jahren Dauer einem Pliozän von ca. 3 Mill. Jahren oder weniger gegenüber zu stellen. Chronostratigraphische Gliederungen sind in erster Linie Sache der Übereinkunft, und die bei ihnen verwendete Namengebung hat das vorrangige Ziel, sich mit ihrer Hilfe über erd- und lebensgeschichtliche Vorgänge widerspruchsfrei zu verständigen.

Ausgangspunkt einer weiträumig verwendbaren stratigraphischen Gliederung – hierüber gibt es kaum divergierende Ansichten – müssen möglichst Sedimentationsräume mit vollmarinem Milieu und marinen Faunen sein. Aus historischen Gründen ist dieses (trotz zeitweiliger Sonderentwicklung) die Tethys des Mediterran-Gebietes. Für diesen Raum ist nunmehr eine Stufengliederung mit den ihnen übergeordneten Seriennamen all-

gemein anerkannt, die auch faunistisch gut belegt ist. Sie ist in Tab. 1 (Kolumne 1 und 2/8) wiedergegeben.

Auf der Grundlage moderner mikropaläontologischer Untersuchungen hat sich, ausgehend von LYELL's „Principles of Geology" (1. Aufl. 1833), aus dem mediterranen Raum ferner die Zuordnung des Tortons und Messins zum Miozän (als Ober-Miozän) ergeben. Dieses führte zu der (gegenüber dem früher weit verwendeten Gebrauch) starken Ausweitung des Miozäns auf Kosten des Pliozäns. Unter Berücksichtigung absoluter Datierungen liegt die Grenze Miozän/Pliozän bei etwa 5,4 Mill. Jahren. Einzelheiten hierzu sind von CITA (1975) zusammengestellt.

Im europäischen Ausland, in den USA und seitens deutscher Stratigraphen, welche in vollmarinen Bereichen arbeiten, wird diese in Tab. 1 (Kolumne 1 und 2) wiedergegebene Stufengliederung und Dreiteilung des Miozäns (nach STEININGER & RÖGL 1979) mit einer dementsprechend sehr geringen Dauer des Pliozäns heute allgemein verwendet.

In den fünfziger Jahren wurde in zunehmendem Maße klar, daß die Paratethys einen faziell und faunistisch abweichenden und stark differenzierten Sedimentationsraum darstellt. Mit vertiefter Kenntnis ergaben sich immer größere Probleme bei der zeitlichen Korrelation mit den seinerzeit noch ungenügend erforschten Profilen im Miozän und Pliozän der mediterranen Tethys. Eine spezielle Gliederung der (zentralen) Paratethys war unausweichlich (Tab. 1, Kolumne 4). Die Stufen der Paratethys können jedoch inzwischen trotz noch bestehender Detailprobleme mit denen der mediterranen Tethys relativ gut korreliert werden (STEININGER & RÖGL 1979).

Die Berücksichtigung absoluter Datierungen kann für die Gliederung der mediterranen Tethys und der Paratethys im jüngeren Neogen als gesichert, im älteren Neogen als einigermaßen zuverlässig gelten. Sie wurde in Tab. 1 (Kolumne 3) nach STEININGER & RÖGL (1979) übernommen. Sowohl eine Übertragung dieser Daten auf die Abschnitte der Kolumne 5–6 der Tab. 1 wie auch eine Korrelierung kontinentaler Faunen und Floren untereinander sowie mit den marinen Stufen mittels absoluter Datierungen ist noch mit sehr großen Unsicherheiten behaftet. Das liegt sowohl im Methodischen wie vor allem in der geologisch-stratigraphischen Interpretation dieser Daten begründet. So schwanken z. B. die Angaben für die *Hipparion*-Fauna von Höwenegg zwischen 10,5 und 12,4 Mill. Jahren.

Im Gegensatz zu der marinen Gliederung und Abgrenzung des Miozäns und Pliozäns wird von etlichen deutschen Autoren bis in die jüngste Zeit hinein diejenige verwandt, die seit vielen Jahrzehnten üblich war (Tab. 1, Kolumne 5–6). Das gilt insbesondere für die Einstufung limno-fluviatiler Sedimente des süddeutschen Molasseraumes und bei der Zuordnung von kontinentalen Faunen und Floren. Die hier besonders großen Schwierigkeiten bei zeitlichen Korrelationen führten zu großen Unsicherheiten. Im marinen Neogen Süddeutschlands wurde bereits in vielen Arbeiten die Paratethys-Gliederung übernommen (z. B. CICHA, HAGN & MARTINI 1971).

In Zeiten und Bereichen mit limno-fluviatiler Fazies (z. B. Obere Süßwasser-Molasse) oder bei der Einstufung isolierter Landfaunen und -floren sind jene jedoch ebenfalls nur mit großer Unsicherheit oder punktuell verwendbar. Daher kam es seitens der Säugetierpaläontologie zu einer speziellen Gliederung in 17 Einheiten (MEIN 1975). Diese entsprechen in ihrem zeitlichen Gehalt etwa demjenigen von Zonen, dürfen aber formell nicht als solche bezeichnet werden, da sie durch Faunen bestimmter Lokalitäten charakterisiert und nicht gegeneinander abgegrenzt sind. Jeweils mehrere dieser MN-Einheiten

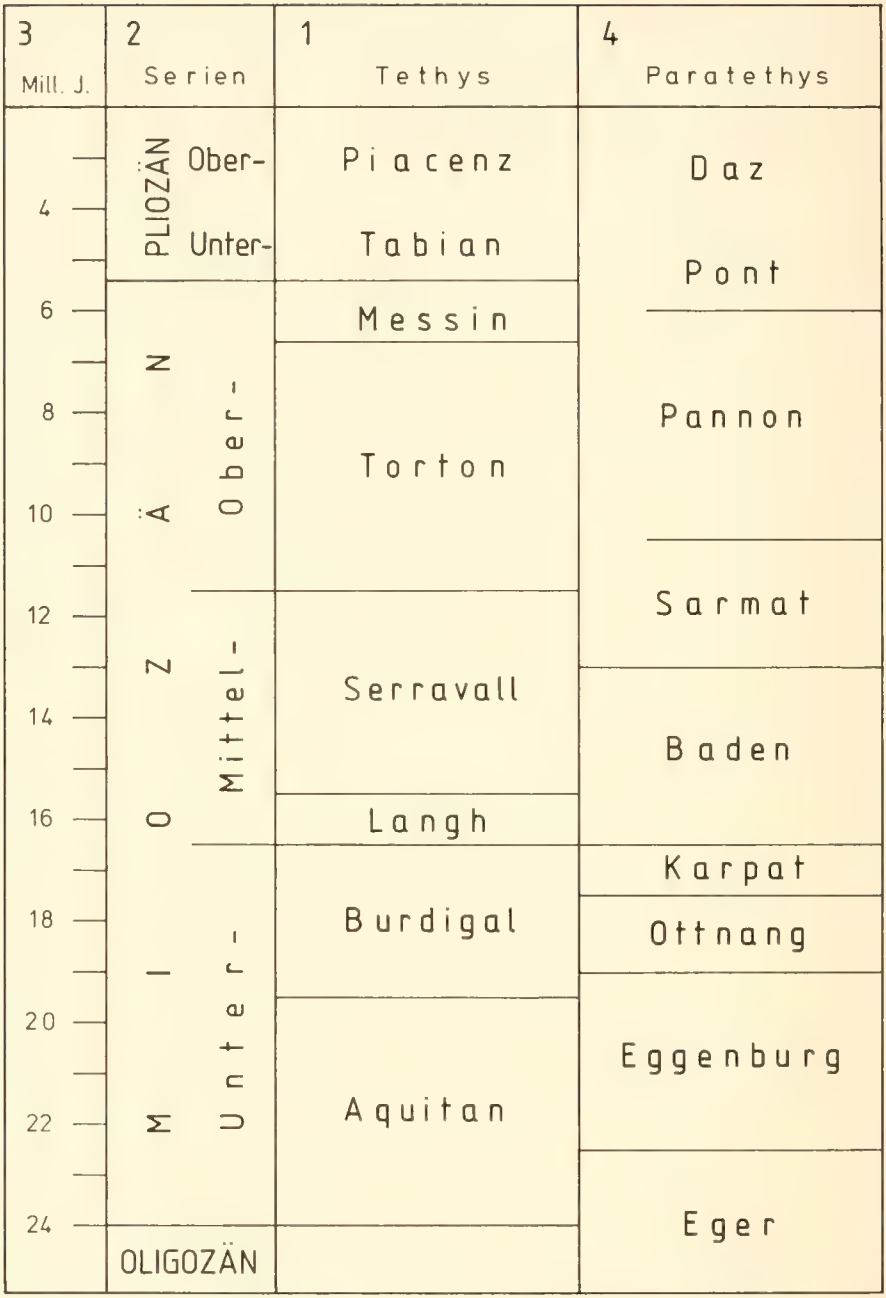


Tabelle 1: Stratigraphische Gliederung des Jungtertiärs. Kolumne 1–4, 7–8: jetzige Gliederung, Kolumne 5–6: ältere Gliederung.

5	6 Bisherige Gliederung		7 Säugetier-"Units" "Stufen"		8 Serien
Pliozän	Pont	----?----	17 16	Villanyium	PLIOZÄN Ober-
			15 14	Ruscinium	Unter-
Ober-Miozän	Sarmat	Obere Süßwasser-Molasse	13 12 11	Turolium	MIOZÄN Ober-
			10 9	Vallesium	
	Torton		8 7 6	Astaracium	Mittel-
Mittel-Miozän	Helvet	Süßbrackwasser-Molasse	5 4 3	Orleanium Aragonium	Unter-
	Burdigal	Obere Meeres-Molasse			
Unter-	Aquitan	Untere Süßwasser-Molasse / marin	2 1	Agenium	
	Chatt				OLIGOZÄN

Tabelle 1 (Fortsetzung)

(mammal units)[1]) sind zu Abschnitten zusammengefaßt (FAHLBUSCH 1976), welche dem zeitlichen Gehalt von Stufen entsprechen, jedoch formell wiederum nicht als solche bezeichnet werden dürfen. Diese Gliederung (Tab. 1, Kolumne 7) findet seitens der europäischen Säugetierpaläontologen weitgehende Verwendung, teilweise auch in der Paläobotanik (JUNG & MAYR 1980). Ihre detaillierte Korrelation mit den Stufen der Tethys und Paratethys ist jedoch erst an wenigen Stellen möglich (vgl. z. B. STEININGER & PAPP 1979). Die Korrelation zwischen den Kolumnen 7 einerseits und 1, 4 und 2/8 andererseits kann daher noch nicht als endgültig betrachtet werden und bedarf weiterer Untersuchungen.

Ergebnis und Empfehlungen

Bei Untersuchungen an kontinentalen Sedimenten und der zeitlichen Zuordnung von Landfaunen und -floren des Neogens werden von etlichen deutschen Geologen und Palaontologen die Begriffe Unter-, Mittel- und Ober-Miozän sowie die Abgrenzung gegen das Pliozän in dem seit langem üblichen Sinn und Umfang verwendet. Dasselbe gilt für mehrere Stufennamen des Neogens. Dieses steht im Gegensatz zu dem Gebrauch derselben Begriffe durch die meisten Stratigraphen und Paläontologen des europäischen Auslands und der USA. Um die dabei zwangsläufig entstehenden Verständigungsprobleme zu vermeiden, wird die Übernahme der im Ausland üblichen Grenzziehungen und Definitionen empfohlen:

Mit der Verlegung der Obergrenze des Miozäns an den Beginn des Tabian bei ca. 5,4 Mill. Jahren wird das Pliozän, das im kontinentalen Bereich nach bisherigem Gebrauch etwa mit der Einwanderung von *Hipparion* begann, stark eingeschränkt. Nach dem jetzigen Gebrauch fällt das erste Erscheinen von *Hipparion* in das tiefe Obermiozän. Detailkorrelationen stehen noch aus.

Dementsprechend liegt die Grenze vom Unter- zum Mittel-Miozän nunmehr an der Wende Burdigal/Langh bzw. Karpat/Baden. Für den Molasseraum bedeutet dieses, daß der Hauptteil der Oberen Süßwasser-Molasse dem Mittel-Miozän angehört. Nur deren jüngste Anteile reichen in das tiefere Ober-Miozän, während seine ältesten dem Unter-Miozän zuzurechnen sind, ebenso die Süßbrackwasser- und die Obere Meeres-Molasse.

Für das Torton haben paläontologische und stratigraphische Untersuchungen ergeben, daß sich dieses – von den Typusgebieten in Italien ausgehend – mit dem bisher in Deutschland verwendeten „Torton" zeitlich nicht einmal überschneidet, geschweige denn deckt. Daraus ergibt sich, daß diese Stufe im bisherigen Sinn deutscher Autoren nicht mehr verwendet werden darf. Im Wiener Becken ist das „Torton" im älteren Sinne längst aufgegeben worden.

Ebenso ist das in Süddeutschland teilweise noch verwendete „Helvet" in anderen Ländern nicht mehr gebräuchlich, nachdem sich herausgestellt hat, daß es sich hierbei um eine fazielle Vertretung des Burdigal handelt. Auch in Deutschland sollte dieser ältere Stufenname nicht mehr verwendet werden.

---

[1]) Einem Symposium in Madrid (ALBERDI & AGUIRRE 1977) folgend sollten die „Mammal units of the European Neogene" einheitlich mit „MN" abgekürzt werden (nicht als NM nach FAHLBUSCH 1976)!

Die Begriffe Aquitan und Burdigal sollten nur mehr im Sinne der Stufen der Tethys verwendet werden, solange nicht deren Korrelation mit entsprechenden Sedimenten und Faunen in Süddeutschland annähernd gesichert ist.

Für das süddeutsche Neogen sollte soweit als möglich versucht werden, die Stufengliederung der Paratethys zu übernehmen, was freilich eine Reihe paläontologischer und stratigraphischer Neubearbeitungen erfordert, für bestimmte Bereiche aber in guter Annäherung schon möglich ist.

Für die Einstufung limno-fluviatiler Sedimentserien und kontinentaler Faunen und Floren bietet sich die Gliederung mit Hilfe von Säugetierfaunen an, an deren Korrelation mit den Stufen der Tethys und Paratethys derzeit in mehreren Gebieten Europas intensiv und mit guten Teilergebnissen gearbeitet wird.

Danksagung

Mit vielen Kollegen des In- und Auslandes konnte ich die hier angeschnittenen Probleme wiederholt diskutieren, wobei ich wertvolle Anregungen erhielt. Dafür möchte ich allen danken, besonders aber Dr. H. DE BRUIJN, Prof. Dr. R. DEHM, Prof. Dr. H. HAGN, Dr. K. HEISSIG, Prof. Dr. N. SCHMIDT-KITTLER und Prof. Dr. H. TOBIEN.

Literatur

ALBERDI, M. T. & AGUIRRE, E. (ed.) (1977): Round-Table on Mastostratigraphy of the W. Mediterranean Neogene. – Trab. Neogeno-Cuaternario, **7**: 1–47, 1 Abb., 4 Tab.; Madrid.

CICHA, I., HAGN, H. & MARTINI, E. (1971): Das Oligozän und Miozän der Alpen und Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **11**: 279–293, 1 Tab.; München.

CITA, M. B. (1975): The Miocene/Pliocene Boundary: History and Definition. – In: Saito, T. & Burckle, L. H. (ed.): Late Neogene Epoch Boundaries. – 1–30, 19 Abb.; New York (Micropal. Press).

FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., **5**: 160–167, 1 Tab., Berlin/Stuttgart.

JUNG, W. & MAYR, H. (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20**: 159–173, 1 Abb., 1 Tab.; München.

MEIN, P. (1975): Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. – In: Report on Activity of the R. C. M. N. S. Working Groups (1971–1975): 78–81, 1 Tab.; Bratislava.

PAPP, A. & STEININGER, F. (1979): Die Äzuivalente des Tortonian und Messinian in der Zentralen Paratethys. – Verh. Geol. B.-A., **1979** (2): 161–170, 2 Tab.; Wien.

STEININGER, F. F. & PAPP, A. (1979): Current Biostratigraphic and Radiometric Correlations of Late Miocene Central Paratethys Stages (Sarmatian s. str., Pannonian s. str., and Pontian) and Mediterranean Stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian Event in the Paratethys. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 100–110, 1 Abb., 1 Tab., Berlin/Stuttgart.

STEININGER, F. F. & RÖGL, F. (1979): The Paratethys History – A Contribution towards the Neogene Geodynamics of the Alpine Orogene (An Abstract). – Ann. Géol. Pays Hellén., Tome hors Sér., 1979 (3): 1153–1165, 1 Tab., Athen.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 21 129–139 München, 31. 12. 1981

Mikrofloristische Untersuchungen an Braunkohlenablagerungen Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz

Von Heidemarie Thiele-Pfeiffer & Walter Jung*)

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 1 Diagramm

Kurzfassung

Die Kohlevorkommen im Umkreis von Arzberg wurden in der Fachwelt durch reiche Fossilfunde bekannt. Eine eingehendere Studie über den Polleninhalt stand aber bisher noch aus. Nach deren Ergebnis können nun die Befunde der Makrorestanalyse bestätigt und ergänzt werden: Die an Fossilien reichen bituminösen Tone im Liegenden der Kohle von Seußen und Umgebung sind mit Sicherheit nicht gleichzeitig mit den Kohlen der südlichen Oberpfalz sedimentiert worden, sondern wohl älter, besitzen höchstwahrscheinlich ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter. Neben dieser arktotertiär geprägten Flora war aus dem gleichen Gebiet eine „Mastixioideen"-Flora pollenanalytisch nicht nachzuweisen. Nach Profilangaben in älterer Literatur zu schließen, dürfte jene Fruchtflora aus dem Hangenden des tertiären Schichtstoßes stammen, also jünger sein als die Flora mit *Fagus*. In diesem Falle könnte die Mastixioideen-Flora von Arzberg recht gut zeitgleich sein mit jener von Schwandorf.

Abstract

The microflora of the browncoal-sediments in the surroundings of Arzberg (Oberfranken) and Tirschenreuth (Oberpfalz) has been studied exactly for the first time. Five different microfloras were found. Only microflora 1 from Seußen seems to be complete enough (48 species) for a stratigraphical interpretation. The results – dominant are pollengrains of gymnosperms and *Fagus* – indicate, that the dysodile of Seußen, which contains remains of leaves too, was formed in the period of Egerian or Eggenburgian according to the opinion of E. Knobloch (1971). The "mastixioideen-flora" of Arzberg, described by F. Kirchheimer (1935, 1936 a/b, 1937) and D. Mai (1964), could not be recognized by palynological methods. There is little doubt that this flora is younger than the flora of Seußen.

*) Dr. H. Thiele-Pfeiffer und Prof. Dr. W. Jung, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Einleitung und Zielsetzung

Die Braunkohlen aus der Umgebung von Arzberg-Schirnding im Norden einerseits und Tirschenreuth im Süden andererseits (Abb. 1) nehmen in mehrfacher Hinsicht eine Sonderstellung ein, die freilich mehr negativ charakterisiert ist. Die Begleitschichten der Kohlen sind zwar fossilreich, waren aber lange Zeit wenig bearbeitet und in ihrer Altersstellung unklar (Gümbel 1879, S. 602ff.; Wurm 1961, S. 306).

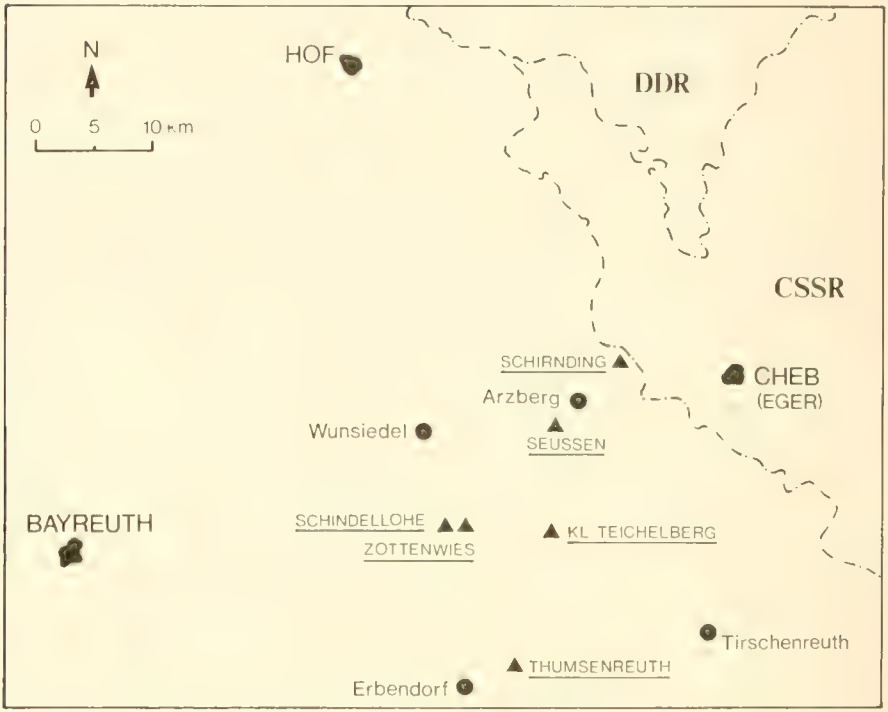


Abb. 1: Lage der Herkunftsorte der untersuchten Proben.

Da nun sowohl die im Arzberger Gebiet gefundenen Frucht- (Mai 1964) und Blatt- (Knobloch 1971) Reste als auch die Pollenflora der häufig zum Vergleich herangezogenen Braunkohle von Wackersdorf (Thiele-Pfeiffer 1980) in jüngerer Zeit eine Sichtung erfahren haben, lag es nahe, auch den Pollenbestand der oberfränkischen und nord-oberpfälzischen Braunkohlen aufzunehmen. Es schien dies um so mehr angebracht, als bisher diesbezüglich eben nur eine recht allgemeine Mitteilung von Rein (zitiert in Wurm, loc. cit. S. 309) vorlag, die von einer „großen Übereinstimmung mit dem Oberpfälzer Braunkohlentertiär" spricht. Diese Ähnlichkeit wurde scheinbar noch unterstrichen, als der Nachweis einer der Arzberger ganz ähnlichen Mastixioideen-Flora für das Braunkohlenrevier von Wackersdorf (Jung & Knobloch 1971, Jung 1972) gelang. Auf der anderen Seite bestand aber ein zunächst nicht zu klärender Widerspruch, weil die Blattflora der Seußen/Arzberger Gegend mit ihrem Vorherrschen von *Glyptostrobus*, *Carpinus*

und *Fagus* (KNOBLOCH 1971), also einem arktotertiären Gepränge, sich von der Blattflora aus dem Tagebau Oder II mit viel *Daphnogene, Castanopsis* und *Libocedrites* (KNOBLOCH & KVAČEK 1976) auffallend unterschied. Nachdem eine erste Voruntersuchung an altem Material der Münchner Staatssammlung auffallende Besonderheiten (*Tsuga!*) im Pollenspektrum erkennen ließ, sollten mit vorliegender Untersuchung nach Möglichkeit folgende Punkte geklärt werden:

1. Ähnelt der Pollenbestand der nordostbayerischen Kohle tatsächlich dem des südlichen, donaunahen Braunkohlentertiärs?
2. Ist die Mikroflora jener nördlichen Braunkohlenablagerungen überhaupt einheitlich? Mit anderen Worten: Kann dort eine Pollenflora vom Typ „Wackersdorf" und daneben eine andersartige vom Typ „Seußen" ausgeschieden werden?
3. Welches stratigraphische Alter haben die Kohlen um Arzberg und ihre Begleitschichten nach den Ergebnissen der Pollenanalyse?

Leider standen für unsere Untersuchungen nur Einzelproben, kein Profil zur Verfügung. Immerhin wurde aber versucht, von möglichst vielen Institutionen Probenmaterial zu bekommen.

Die Belegmaterialien sind sämtlich in der Bayerischen Staatssammlung unter der Inventar-Nummer 1981 X hinterlegt.

Aufbereitet wurden Proben

I. aus der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München
   a) bituminöser Schieferton aus „Seußen" mit einer *Fagus*-Cupula; aufgesammelt im 19. Jahrhundert (Inv. Nr. AS I 776, Beleg und Original zu KNOBLOCH 1971, Taf. 3, Fig. 5/6).
   b) bituminöser Schieferton von einer alten Bergwerkshalde bei Seußen mit Resten von *Fagus* und *Carpinus*; aufgesammelt 1971 von E. KNOBLOCH.

II. aus dem Bayerischen Geologischen Landesamt München
   a) bituminöser Schieferton aus „Seußen", makrofossilleer,
   b) dünnschiefriger, bituminöser Ton aus „Zottenwies", makrofossilleer,
   c) dunkler Ton und Lignit aus „Schindellohe", makrofossilleer,
   d) erdige Bröckelkohle aus „Schirnding/Arzberg", makrofossilleer,
   e) lignitische Kohle aus „Thumsenreuth", makrofossilleer,
   f) erdige Kohle von „Thumsenreuth" mit Lignit.

III. aus dem Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg
   a) dünnblättriger, bituminöser Schieferton aus „Zottenwies"

IV. aus dem Geologischen Landesamt Nordrhein/Westfalen in Krefeld
   a) zwei Proben eines bituminösen Schiefertones von „Klausen" mit Blattabdrücken,
   b) drei Proben einer bröcklig-erdigen Braunkohle von „Schirnding", makrofossilleer,

c) sechs Proben, ebenfalls aus „Schirnding", dem Krefelder Amt übergeben vom Bayerischen Landesamt im Jahre 1952.

V. aus dem Museum für Naturkunde der Berliner Humboldt-Universität

a) „Dysodil mit Blattabdruck" von „Klausen bei Arzberg", mit Original-Etikette von W. GOTHAN aus dem Jahre 1938,

b) Braunkohle „auf dem Teuchelberg b. Arzberg" (sic!), mit *Stratiotes kaltennordheimensis* und Original-Etikette von W. GOTHAN aus dem Jahre 1938,

c) Probe aus der ehemaligen Grube „Treue Freundschaft" bei Seußen mit Abdruck von *Glyptostrobus* (Original-Etikette von B. COTTA).

VI. Proben aus dem Oberfränkischen Erdgeschichtlichen Museum Bayreuth. Diese dort aufbewahrten Proben, etwa 10, erbrachten keine neuen Fundorte und sind daher nicht weiter ausgewertet worden.

Mit Ausnahme der Probe Vc liegen keine näheren Grubenbezeichnungen bei. Doch geht aus der Literatur (GÜMBEL 1879, BRAND 1954 und KNOBLOCH 1971) hervor, daß die unter der Bezeichnung „Seußen" oder „Klausen" laufenden Materialien – hier aufgeführt unter Ia, Ib, IIa(?), IVa und Va wie die Probe Vc aus dem Abbaugebiet der Zechen „Treue Freundschaft", der Eduard- und Elisabeth-Zeche stammen müssen. Dies gilt auch für den allergrößten Teil der in den verschiedenen Sammlungen liegenden Blattreste. Die Proben mit den Bezeichnungen „Zottenwies" oder „Schindellohe" kommen aus dem Revier von Pilgramsreuth, wohl aus dem Bereich der Philipps-Zeche oder der Zeche Nickel (Proben IIb, IIc und IIIa). Recht problemlos ist auch die Zuordnung der Schirndinger Proben (IId, IVb, IVc). Hier ging der Bergbau in den Zechen „Hindenburg" und „Carolus" um.

Aus der Reihe fällt das Material von Thumsenreuth. Dieser Ort liegt nämlich weit südlich in der Nähe von Erbendorf (Proben IIe, IIf). Einigermaßen unklar ist die Herkunft der Probe Vb. Mit „Teuchelberg bei Arzberg" ist sicherlich der Teichelberg („Teuchelberg") bei Mitterteich, einiges südlich von Arzberg, und zwar am ehesten die alte Braunkohlengrube „auf dem Teuchelrang" (GÜMBEL 1879, S. 608) bei Fuchsmühl gemeint, bekannt auch als Grube „Sattlerin". Sie lag am „Kleinen Teichelberg" NW Fuchsmühl in 700 m Höhe. Dann wäre auch dieses Material geographisch etwas isoliert.

Ergebnisse

Die in den beigegebenen Diagrammen niedergelegten Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchung widerspiegeln nun tatsächlich die aus der geographischen Verteilung der Fundpunkte hervorgehenden Befunde: Nicht nur die einzelnen Vorkommen liegen zum Teil weit voneinander entfernt, sondern auch die festgestellten Mikrofloren sind differenziert. Fünf Mikrofloren sind zu unterscheiden:

Mikroflora 1

Sie wurde in Proben mit der Herkunftsbezeichnung „Seußen", „Klausen", „Treue Freundschaft" und „Zottenwies" gefunden. Mit 48 verschiedenen Pollenformen in einer Probe ist sie die reichhaltigste Mikroflora. Ihr Pollenspektrum ist gekennzeichnet durch

den hohen Gymnospermenanteil (Pinaceen 57% der Gesamtpollenmenge, Gymnospermen insgesamt sogar 68%) und durch das augenfällige, schon nach der Makroflora zu erwartende *Fagus*-Maximum.

Mikroflora 2

Das Material „Schindellohe" (Probe IIc) enthält eine abweichende Pollenflora, merkwürdigerweise auch die unter der Bezeichnung „Seußen" aufbewahrte Probe des Münchner Landesamtes. Man muß bei dieser an eine ungenaue Etikettierung denken. Im übrigen zeigt auch makrofloristisch die Flora von Schindellohe eigene Züge (Knobloch 1971). Im Gegensatz zur vorhergehenden Mikroflora treten nur wenige Gymnospermen auf und fehlt *Fagus* völlig. Stattdessen ist eine auffällige Anreicherung von *microhenrici-*, *librarensis-* und *fallax*-Formen zu bemerken.

Mikroflora 3

Hierher gestellt wird die eine Probe von Thumsenreuth, in der ein Cyrillaceen-Maximum hervorsticht. Ein solches ist aus dem rheinischen Braunkohlentertiär für die Buschmoorvegetation (Teichmüller 1958) angegeben. In der Oberpfälzer Braunkohle tritt dagegen diese Familie offenbar zurück (Meyer 1956, Thiele-Pfeiffer 1980).

Mikroflora 4

Die zweite Probe aus Thumsenreuth zeigt die beste Übereinstimmung mit der Pollenflora von Oder (Thiele-Pfeiffer 1980) bei Wackersdorf. Das *Glyptostrobus*-Maximum unterstreicht diese Ähnlichkeit.

Mikroflora 5

Die Sedimentprobe vom „Teuchelberg" (Vb) weicht nochmals im Polleninhalt ab. Wie in keinem anderen Fall herrscht eine Kombination von *Glyptostrobus*-Pollen mit Farn-Sporen vor. Der deutliche Cyperaceen-Ausschlag weist auf Verlandungsgesellschaften in der Nähe dieses Sumpfwaldes hin.

Die Proben aus Schirnding ergaben nur schlecht erhaltene und zahlenmäßig wenige Pollenkörner. Eine statistische Auswertung war nicht möglich (Tabelle 1).

Für die eingangs aufgezeigten Zielsetzungen dieser kleinen Arbeit lassen die in Übersicht mitgeteilten Ergebnisse der mikrofloristischen Aufnahme erste Schlüsse zu:

Entgegen der Ansicht von Rein (zit. in Wurm 1961, S. 307) lassen die Dysodile von Seußen/Arzberg im Pollenbild keine größere Übereinstimmung mit der Braunkohle von Wackersdorf erkennen. Zu dieser besteht Ähnlichkeit in abgestuftem Maße nur bei den Kohlen der nördlichen Oberpfalz, nämlich bei dem Material von Thumsenreuth und Mitterteich („Teichelberg").

Für weiterreichende Gedankengänge liegt von den meisten Vorkommen zu wenig Information geologischer, paläontologischer und stratigraphischer Art vor. Im weiteren soll deshalb nur mehr die Pollenflora 1 ausgewertet werden, für die auch die Befunde der Blattbestimmung zur Verfügung stehen.

Für diese Proben (Ia, Ib, IIb, IIIa, IVa, Va, Vc) darf als weiteres Ergebnis gelten, daß auch pollenanalytisch ein Überwiegen arktotertiärer Sippen festzustellen war, daß also die von Kirchheimer (1935, 1936a, b, 1937) erstmals mitgeteilte Mastixioideen-Fruchtflora mit den fossilreichen Dysodil-Schiefertonen der Umgebung von Seußen/Arzberg nichts gemein hat, sondern eindeutig aus einem anderen Stratum stammen muß, was

Sporomorphen	Schirnding bei Arzberg (Geol. L.-A. Krefeld Pr. Nr. 38 952 leg. Tillmann)
Laevigatospor. haardti (Polypodiaceae)	xx
Osmundaceae	
Pityosporites microalatus (Cathaya)	xxx
Pityosporites sp. (Pinus)	xxxx
Piceapollis sacculiferoides (Picea)	
Tsuga	
cf. *Glyptostrobus*	xxx
Sequoiapollenites sp.	x
Myrica	xxx
Momipites punctatus	x
Carya und *Pterocarya*	
Alnus	xxx
Betula	xxxx
Carpinus, Ostrya	x?
Ulmus, Zelkova	xx
Tiliaceae	
Symplocos	
Itea	x
Liquidambar	
Tricolpopoll. microhenrici	
T. liblarensis	
T. fallax	
Tricolpopoll. sp.	
Tricolporopoll. cf. *cingulum*	x
T. cingulum pusillus (Fagaceae)	xx
T. cingulum oviformis	
T. exactus (Cyrillaceae)	
T. pseudocingulum	xxx
T. edmundi	
T. microreticulatus (Oleaceae)	xx
Fagus	
Nyssa	x
Ilex	xx
Araliaceae	x
Lythraceae (kl. Form)	
Tetracolporopollenites sculptatus	x
Ericaceae	x
Botryococcus	

Schätzwerte

x	vorhanden
xx	ab und zu
xxx	öfter
xxxx	häufig

Tab. 1: Polleninhalt der Braunkohle von Schirnding (Schätzwerte).

KNOBLOCH schon richtig erkannte. Die Fruchtreste in dem Dysodil sind *Pinus*- und *Glyptostrobus*-Zapfen, *Myrica*-Steinkerne, *Alnus*-Zäpfchen, *Carya*-Nüsse, *Fagus*-Kupulen und *Acer*-Merikarpien, wie eine neuerliche Prüfung der Bayreuther Materialien im dortigen „Erdgeschichtlichen Museum" ergab.

Natürlich taucht sofort die Frage auf: Woher stammt jene „paläotropische" Fruchtflora dann?

Zunächst ist dem Umstand Beachtung zu schenken, daß ihre Herkunft völlig im Dunkel liegt. Die unbeschrifteten Reste aus der Sammlung COTTA wurden von KIRCHHEIMER (1936a, S. 288) nach Vergleich mit Stücken in der Münchner Sammlung und in der Sammlung Berlin-Dahlem sowie nach anhaftenden Glimmerschüppchen zugeordnet, was MAI (1964, S. 135/136) übernimmt. Wie unsicher aber diese Angabe bleibt, geht aus den vorsichtig gewählten Worten des erstgenannten Autors hervor, der den Schluß zieht, „daß bei der Zuweisung kein Irrtum unterlaufen sein dürfte" (loc. cit. S. 289). Schon KNOBLOCH wehrt sich gegen die Glimmerschüppchen als Beweismittel, wozu ihm voll beizupflichten ist, weil im gesamten Nachbargebiet der böhmischen Masse in den Sedimenten solche Bestandteile auftreten. Leider sind die Münchner und Berliner Materialien keiner Prüfung mehr zugänglich. Es bleibt somit die Frage, stammen diese Fruchtreste überhaupt aus der Arzberger Gegend? Nach den vorliegenden Informationen kann sie weder bejaht, noch verneint werden. Vorausgesetzt, die alte Herkunftsbestimmung ist richtig, was hier unterstellt werden soll, sind die Fruchtschichten dann älter oder jünger als die Blätter-führenden Schiefertone, aus der die Pollenflora 1 gewonnen wurde?

Hierzu können einige begründete Überlegungen gebracht werden. Einen ersten Hinweis geben die Fruchtfloren von Wackersdorf, des Rheinlandes und auch der Lausitz, um nur die nächstliegenden zu nennen. Fast immer kommen die verhältnismäßig großen Früchte aus sandigen Sedimenten, seltener aus Tonen und Kohlen zum Vorschein, weil für ihre Verschwemmung eine größere Transportkraft des Wassers notwendig war.

Überträgt man diesen Befund auf die Verhältnisse um Arzberg, dann kommen als Lieferschichten nur die sandigen Partien im Hangenden der Kohle in Frage (Brand 1954) oder natürlich andere tertiäre Sande, die gar nicht an Kohlevorkommen gebunden sein müssen. Im ersteren Falle hätten sie jüngeres Alter als die Blätterschichten im Liegenden der Kohle, im zweiten Falle läßt sich einstweilen über ihre Altersstellung nichts sagen.

Welches Alter haben nun aber nach den Ergebnissen der pollenanalytischen Bearbeitung die fossilreichen Schiefertone von Seußen? Zu ihrer seit jeher umstrittenen Altersstellung hat KNOBLOCH (loc. cit., S. 19 ff.) bereits auf Grund seiner Untersuchungen sehr wesentliche Feststellungen getroffen, die hier nicht in Ausführlichkeit ausgebreitet zu werden brauchen. Das Fazit seiner Ausführungen ist, daß die Flora von Seußen-Zottenwies in die Zeitspanne Chatt bis Helvet (d. i. Eger bis Ottnang der jetzigen Paratethysgliederung) fällt. Dafür sprächen nicht nur paläobotanische, sondern auch geologische Argumente.

Pollendiagnostisch könnten auf den ersten Blick die starken Anreicherungen von Koniferenpollen *(Tsuga!)* in der Mikroflora 1 auf ein pliozänes Alter hinweisen. Nun ist aber *Zonalapollenites spinulosus* – zu *Tsuga* gehörig – auch in den kühleren Phasen des Miozäns und des Ober-Oligozäns häufiger. Der *Pinus*- und der *Picea*-Pollen aus der Seußener Flora sind mindestens seit dem Unter-Miozän bekannt (KRUTZSCH 1971). In der Mikroflora 1 befinden sich außerdem mehrere Pollen-Typen, die im Pliozän selten wer-

den bzw. erlöschen (*Tricolpopollenites pseudocingulum, T. fallax, T. microhenrici, T. liblarensis, T. villensis, Rhuspollenites* sp.); überhaupt kommen darin Formen vor, die für das Miozän charakteristisch sind. Als höchst bedeutsam ist zu werten, daß in Seußen, respective auch in den anderen Mikrofloren, mit Ausnahme von Mikroflora 4, einige Pollentypen nachweisbar waren, die im Wackersdorfer Braunkohlenrevier fehlen. Das betrifft vor allem die *microhenrici-liblarensis*-Gruppe. Im nordostbayerischen Material sind deren Vertreter etwas größer als die in Oder, auch spindelförmiger und besitzen eine leicht gewellte Exine. Es handelt sich um stratigraphisch ältere Typen, die z. B. an die „*Quisqualis*"-Pollenkörner des Geiseltaler Eozäns (R. Potonié 1934) erinnern. Unsere Funde sind ferner Exemplaren sehr ähnlich, die Romanowicz (1961, Taf. 15, Fig. 143–145) aus dem Oberoligozän von Polen abbildet. Auch im Oberoligozän des Untermaingebietes (Mürriger & Pflug 1952, Taf. 12, Fig. 42) finden sich solche Formen wieder. Thomson & Pflug (1953) erwähnen ferner besonders für das Alttertiär Übergangsformen zwischen dem *microhenrici-* und dem *liblarensis*-Pollentyp. Solche Übergangsformen haben wir auch in den vorliegenden Proben von Seußen beobachtet.

Aus diesen zugegebenermaßen wenigen Anhaltspunkten könnte man die Aussage wagen, daß zumindest die Kohleschichten um Seußen/Arzberg sehr wahrscheinlich älter sind als die von Oder bei Wackersdorf, d. h. älter als Karpat („Untertorton").

Bezieht man das Ergebnis der Altersanalyse von Knobloch mit in die Überlegungen ein, dann wäre als wahrscheinlichstes Alter Oberoligozän bis Untermiozän anzunehmen.

So ließe sich bei Bewertung aller Fakten als Arbeitshypothese für weitere Untersuchungen folgende Lagerung der verschiedenen pflanzenführenden Schichten des oberfränkischen und nordoberpfälzischen Braunkohlentertiärs annehmen (von oben nach unten):

a) im Hangenden sandige, an manchen Stellen auch mergelige Partien mit einer Mastixioideen-Fruchtflora, weiter südlich ihnen entsprechend Kohle mit der Mikroflora 4, vielleicht auch der Flora 3; es könnte dies das Niveau der Wackersdorfer Braunkohle sein.

b) Hauptmasse der Kohle mit Samen bzw. Früchten von Hydro- und Helophyten sowie den Mikrofloren 5 und vielleicht auch 2,

c) im Liegenden der bituminöse Schieferton (Dysodil) mit der arktotertiären, *Fagus*-reichen Blattflora und der Mikroflora 1,

d) darunter das Kristallin des Grundgebirges.

Stratigraphisch würde diese angenommene Schichtenfolge die Spanne Eger bis Karpat umfassen, was sich widerspruchslos einfügen ließe in die Anschauungen über das Alter der Wackersdorfer Braunkohle (Gregor 1980, Thiele-Pfeiffer 1980) unter der Voraussetzung, daß die Mastixioideen-Flora von Seußen/Arzberg wenigstens ungefähr zeitlich der von Oder entspricht. Wie schon Knobloch bemerkt, paßt sich dieses Konzept auch in die Florengliederung nach Mai (1967) ein, weil dieser Autor ganz offensichtlich die Seußener Flora irrtümlich zu hoch eingestuft hat, wie man seit der Entdeckung der Wackersdorfer Mastixioideen-Flora weiß, die der Mai'schen Zone VI zugehört (Gregor 1978).

Abschließend kann auf die Fragestellungen des Anfangs zurückgekommen und resümiert werden:

Pollendiagramme der Mikrofloren 1–5.

Zwar ist der Pollenbestand der nordostbayerischen Kohlesedimente unter sich nicht einheitlich, aber nur die südlichsten Kohlevorkommen zeigen Ähnlichkeit mit den Spektren der Wackersdorfer Braunkohle. Die übrigen Lagerstätten, insbesondere das Fossilvorkommen von Seußen, sind keinesfalls nach dem Befund auch der Pollenanalyse jenen Kohlen um Schwandorf gleichzusetzen. Das wahrscheinlichste Alter der Seußen/Arzberger Kohle, genauer des Blättertones im Liegenden, ist Oberoligozän bis Untermiozän (Eger bis Eggenburg). Die Herkunft der Arzberger „Mastixioideen-Flora" war durch unsere Untersuchungen nicht zu ergründen. Weitere Analysen an einem zusammenhängenden Tertiärprofil sind dringend notwendig; ebenso weitere stratigraphische Detailkartierungen, um die Lagerung der einzelnen Kohlevorkommen zueinander zu klären.

Schriftenverzeichnis

Brand, H. (1954): Lagerstättenkunde einiger Braunkohlenbecken des Fichtelgebirges. – Erlanger geol. Abh., **9:** 1–44; Erlangen.

Gregor, H.-J. (1978): Die miozänen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfälzer Braunkohle. I. Funde aus den sandigen Zwischenmitteln. – Palaeontographica, B, **167:** 8–103; Stuttgart.

Gregor, H.-J. (1980): Die miozänen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfälzer Braunkohle. II. Funde aus den Kohlen und tonigen Zwischenmitteln. – Palaeontographica, B, **174:** 7–94; Stuttgart.

Gümbel, C. W. (1879): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. III. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. – 698 S.; Gotha (J. Perthes).

Jung, W. (1972): Neue paläobotanische Untersuchungen an den Braunkohlen der Oberpfalz. – Ber. Bayer. Botan. Ges., **43:** 97–108; München.

Jung, W. & Knobloch, E. (1971): Die Braunkohle von Wackersdorf. – Bayer. Braunk. Bergbau, **80:** 1–11; Schwandorf.

Kirchheimer, F. (1935): Weitere Mitteilungen über Früchte und Samen aus deutschen Braunkohlen II. – Braunkohle, **34:** 289–294; Halle 1935.

Kirchheimer, F. (1936): Zur Kenntnis der Früchte rezenter und fossiler Mastixioideen. – Beih. botan. Cblt, B, **55:** 275–300; Dresden. (a)

Kirchheimer, F. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora. – Palaeontographica, B, **82:** 71–141; Stuttgart. (b)

Kirchheimer, F. (1937): Grundzüge einer Pflanzenkunde der deutschen Braunkohlen. – 153 S.; Halle (W. Knapp).

Knobloch, E. (1971): Die tertiäre Flora von Seußen und Pilgramsreuth (Nordbayern). – Erlanger geol. Abh., **87:** 1–26; Erlangen.

Knobloch, E. & Kvaček, Z. (1976): Miozäne Blätterfloren am Westrand der böhmischen Masse. – Rozpr. Ust. Geol., **42:** 1–131; Praha.

Krutzsch, W. (1971): Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. VI. Coniferenpollen. – 234 S.; Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).

Mai, D. H. (1964): Die Mastixioideen-Floren im Tertiär der Oberlausitz. – Paläont. Abh., B, **2** (1): 1–192; Berlin.

Mai, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. – Abh. Zentr. Geol. Inst. **10**, 55–81; Berlin.

MEYER, B. L. (1956): Mikrofloristische Untersuchungen im östlichen Bayern. – Geol. Bavarica, **25:** 100–128; München.

MÜRRIGER, F. & PFLUG, H. (1952): Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforschung, VI, **3:** 56–66; Wiesbaden.

POTONIÉ, R. (1934): Zur Mikrobotanik des eozänen Humodils des Geiseltales. – Arb. Inst. Paläobotan. Petrogr. Brennsteine, Preuß. Geol. L.-Amt, **4:** 25–125; Berlin.

ROMANOWICZ, I. (1961): Spore and Pollen Analysis of Tertiary Sediments from the Vicinity of Bolesławiec and Zebrzydowa. – Biul. Geol. Inst. **158:** 325–374 (poln.), 393–409 (engl. summary); Warszawa.

TEICHMÜLLER, M. (1958): Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2:** 599–612; Krefeld.

THIELE-PFEIFFER, H. (1980): Die miozane Mikroflora aus dem Braunkohlentagebau Oder bei Wackersdorf/Oberpfalz. – Palaeontographica, B, **174:** 95–224; Stuttgart.

THOMSON, P. W. & PFLUG, H. (1953): Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. – Palaeontographica, B, **94:** 1–138; Stuttgart.

WURM, A. (1961): Geologie von Bayern, 2. Aufl. – 555 S.; Berlin (Bornträger).

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 21 | 141–182 | München, 31. 12. 1981

Late Cretaceous and Early Tertiary Stratigraphy in the Great Sand Sea and its SE Margins (Farafra and Dakhla Oases), SW Desert, Egypt

By K. Werner Barthel† & Wolfgang Herrmann-Degen*)
With a contribution by Gerhard Falkner, München

With 18 Text Figures

Kurzfassung

Ausgangspunkt für die gegenwärtigen Untersuchungen ist das Standard-Profil der Dakhla Oase, das sich aus Mut Formation (neu; ex "Variegated Shales"), Dakhla Fm. (mit El-Hindaw Schichtglied [ex "Phosphate"], Qûr-el-Malik SG. [neu], Dakhla Shale SG.), sowie Tarawan Fm. zusammensetzt. Die Kreide/Tertiär-Grenze bildet über weite Strecken der Bir-Abu-Munqar Horizont (neu), in dem auslaufendes Maastricht und Teile des Dan kondensiert sind. Der phosphoritführende Horizont liegt im oberen Drittel des Profils.

Nach W gegen die Große Sandsee nimmt der Sandanteil in den genannten Einheiten zu. Das Qûr-el-Malik SG. verschwindet dort und in den hangenden Partien der Dakhla Fm. erscheinen das fossil- und kalksandstein-reiche Ammonite Hills SG. (neu) und darüber das oolithführende Peak Hill SG. (neu). Die Kreide/Tertiär-Grenze verläuft im oberen Teil des Ammonite Hills SG. (Verschwinden von *Libycoceras ismaelis* [Zittel] und *Exogyra overwegi* [v. Buch]).

Gegen E geht das Peak Hill SG. der Dakhla Fm. in kleine Korallen-Riffe und schließlich in den Tarawan 'Chalk' über.

Die Tarawan Fm., die die Dakhla Fm. in der Region zwischen Dakhla und Bir-Abu-Munqar mit Hiatus überlagert, verzahnt mit dieser in der Farafra Depression und ersetzt sie schließlich im N ganzlich. Diese Verzahnung reicht weit in den SW, wo ein letzter Auslaufer in der Ammonite I Bohrung erfaßt wurde. Im untersuchten Gebiet stellt die Tarawan Fm. die karbonatische Schwellenfazies dar, die auf dem Rücken des Bahariya-Arch besonders mächtig ist.

Gegen Ende oder nach der Tarawan Ablagerung kommt es im Abschnitt zwischen NW Dakhla und Farafra zu einem lokalen Uplift mit anschließender Relief-Umkehr und Verfüllung der entstandenen Depression mit mächtigen groben Sandsteinen und einer Abdeckung durch Süßwasser- bzw. 'intertidal'-Kalke mit Land- und Süßwasser-Schnecken. Z. T. sind die fossilen Schuttablagerungen der Uplifts noch erhalten. Aus Analogie-Schlüssen müssen die Depressionsfüllungen vorerst zum Unteroligozän gerechnet werden.

*) Prof. Dr. K. W. Barthel† und Dipl.-Geol. W. Herrmann-Degen, Institut für Geologie und Paläontologie der Techn. Univ. Berlin; Sekr. EB 10, Hardenbergstr. 42, D-1000 Berlin 12, Germany.

While the manuscript was in press, Prof. Dr. K. Werner Barthel deceased unexpectedly. This is the last study completed by this imaginative scientist and dedicated teacher.

Die Tarawan Fm. geht in der Farafra Region gegen oben in die Mergel und Tone der Esna Fm. über. Dieser Wechsel enthält verschieden lange Hiatus. Gegen NW (Ain-Dalla) erscheint anstelle der Esna Fm., die Karbonatfolge der Ain-Dalla Fm. (neu), während beide Fm. nach N zu durch Tarawan Fm. ersetzt werden, wie dies bereits früher mit der Dakhla Fm. der Fall war. Im SW des El-Qûss-Abu-Said finden sich im Übergangsbereich von Tarawan zu Esna Fm. karbonatische Rutschungen und kleine Korallen-Riffe. Z. T. taucht dort auch die Schlamm-Bank-Fazies mit der Auster *Ilymatogyra osiris* (ZITTEL) auf.

Die Ain-Maqfi-Region im NE der Farafra Depression zeigt die Beziehungen zwischen der kalkig-kieseligen bis sandigen Hefhuf Fm. und der Tarawan Fm. Die Hefhuf Fm. übernimmt dort offenbar die Campan-Anteile der Tarawan Fm.

Farafra Fm., ein bioklastischer Kalk, bildet eine Steilstufe über Esna- und Ain-Dalla Fm.

Die Datierungen erfolgten anhand von Ammoniten und besonders mit Hilfe planktonischer Foraminiferen.

Abstract

The starting point of our studies is the reference section of Dakhla Oasis. It exposes Mut Formation (new; ex 'Variegated Shales'), Dakhla Fm. (comprising El-Hindaw Mb. (new; ex 'Phosphate'), Qûr-el-Malik Mb. (new), and Dakhla Shale Mb.), and Tarawan Fm. The Cretaceous/Tertiary boundary is recognizable over considerable distances as Bir-Abu-Munqar Horizon (new) which is encountered in the upper third of the sections. Latest Maastrichtian and Early Danian are condensed in this striking level, rich in phosphorite.

Sand content increases in all of the units mentioned as one moves westward into the Great Sand Sea. While the Qûr-el-Malik Mb. pinches out, the higher parts of the Dakhla Shale Mb. are replaced by the Ammonite Hills and Peak Hill Mbs. (both new). The first abounds in fossils and carbonatic sandstones, the second is characterized by its oolite content. The Cretaceous/Tertiary boundary lies within the upper Ammonite Hills Mb. (absence of *Libycoceras ismaelis* [ZITTEL] and *Exogyra overwegi* [v. BUCH]).

Peak Hill Mb. of Dakhla Fm. correlates with small coral reefs in the E and, still further E, with Tarawan Fm.

Tarawan Fm. covers Dakhla Fm. in the stretch between Dakhla and Bir-Abu-Munqar. In Farafra depression Tarawan and Dakhla Fms. intercalate. The latter is entirely replaced by the first in N Farafra. Intercalations extend into the Sand Sea where a last extension of Tarawan Fm. is found in the Ammonite I well. In the area of investigation Tarawan Fm. is the shallow marine swell carbonate strongly developed on Bahariya-Arch.

At the close of Tarawan deposition or shortly thereafter, the area between NW Dakhla and Bir-Abu-Munqar was uplifted, eroded and underwent subsequent relief reversal. The resulting depression was filled with coarse sands that finally were covered by freshwater and intertidal limestones. Both sediments contain terrestric and freshwater gastropods. From analogies with similar sediments further N, we assume the infill to be of Lower Oligocene age.

In Farafra depression the transitional beds between Tarawan and Esna Fms. hide various hiatus. Toward the NW (Ain-Dalla) the Esna marls and clays are replaced by the bedded chalky limestones of Ain-Dalla Fm. (new). Both formations turn into Tarawan Fm. as one proceeds in northern direction. SW of El-Qûss-Abu-Said, the transitional beds between Tarawan and Esna Fms. consist of limestones with slumps, erosional features and small coral reefs. In this area a mud-bank facies marked by *Ilymatogyra osiris* (ZITTEL) is locally developed.

The Ain-Maqfi region of NE Farafra depression exposes the interrelations between the cherty limestones of Hefhuf Fm. Hefhuf Fm. here apparently is the Campanian equivalent of lower Tarawan Fm.

Farafra Fm., a bioclastic carbonate of Late Ilerdian age, forms a cliff above Esna and Ain-Dalla Fms.

Dating was done by ammonites and, in the majority of cases, by planctonic foraminifera.

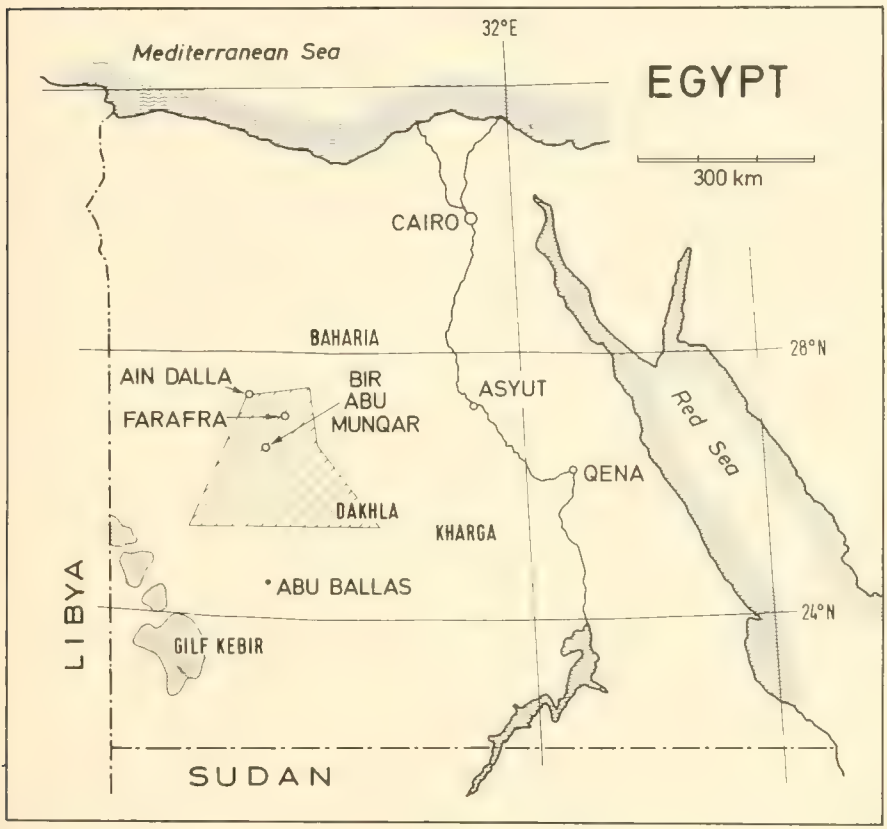


Fig. 1: Geographic outlines of Egypt. Area of investigations hatched.

Introduction

Up to present more detailed stratigraphic knowledge of the SW Desert of Egypt was largely restricted to the oases and areas adjacent to the Nile Valley. The only expedition that brought major geological results from western regions was organized by G. Rohlfs in 1873/74. K. A. v. Zittel, member of the expedition and renowned paleontologist, succeeded to establish the general stratigraphy of the area, still in use today in literature (Zittel 1880, 1883). The rich faunae found by Zittel were later described by Quaas and Wanner (1902), and others.

Since 1977 members of the Technical University and the Free University of Berlin are engaged in geological and paleontological studies in the Western Desert. First results deal with the stratigraphy of the socalled "Nubian Series" (Barthel & Bottcher, 1978; Klitsch, Harms & Lejal-Nicol, 1979). Klitzsch & List edited a preliminary geological map (1:500000), based on the remote sensing and ground observations.

During a 1979 expedition to the Great Sand Sea it became clear that the existing stratigraphy needed revision and that stratigraphy in the area was much more complex than assumed.

The 1980 expedition therefore was planned to gain at least an outline of the stratigraphy in the SE Sand Sea and of its eastern fringes. The area of investigation covered more than 20000 km^2. The southern limit follows 25° 30′ N (latitude of Mut; major settlement of Dakhla Oasis). 27° 30′ N delimits the area in the N, with Ain-Dalla as a wellknown location. A line between Qasr-el-Faratra and Mut marks the eastern boundary, while in the W it runs from the intersection 26°30′ E/25°30′ N to a point 30 kms W of Ain-Dalla.

In large-scale structural terms the territory under surveillance covers most of the "Dakhla Basin". This basement depression (Fig. 5) has been outlined by Beadle & Squyres (1980). It is bordered on three sides by Asyut and Nubian platforms in the E and S, and by a spur of the Gilf-el-Kebir in the W. The basin opens to the N, the passage being restricted by the Bahariya-Arch.

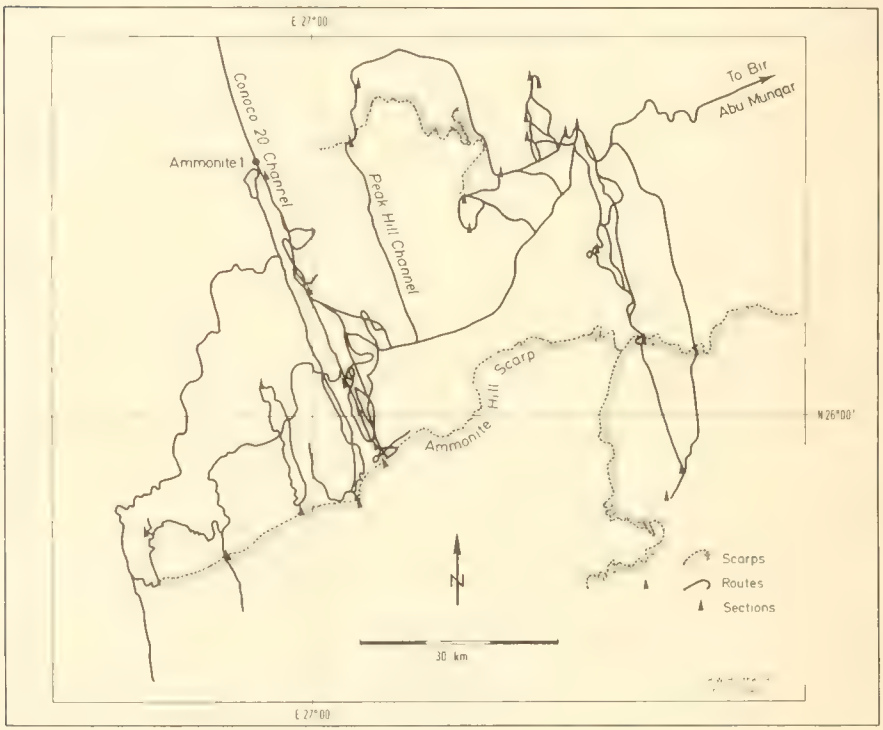


Fig. 2: Routes of 1979 and 1980 expeditions in the SE Sand Sea. Geography based an LANDSAT imagery.

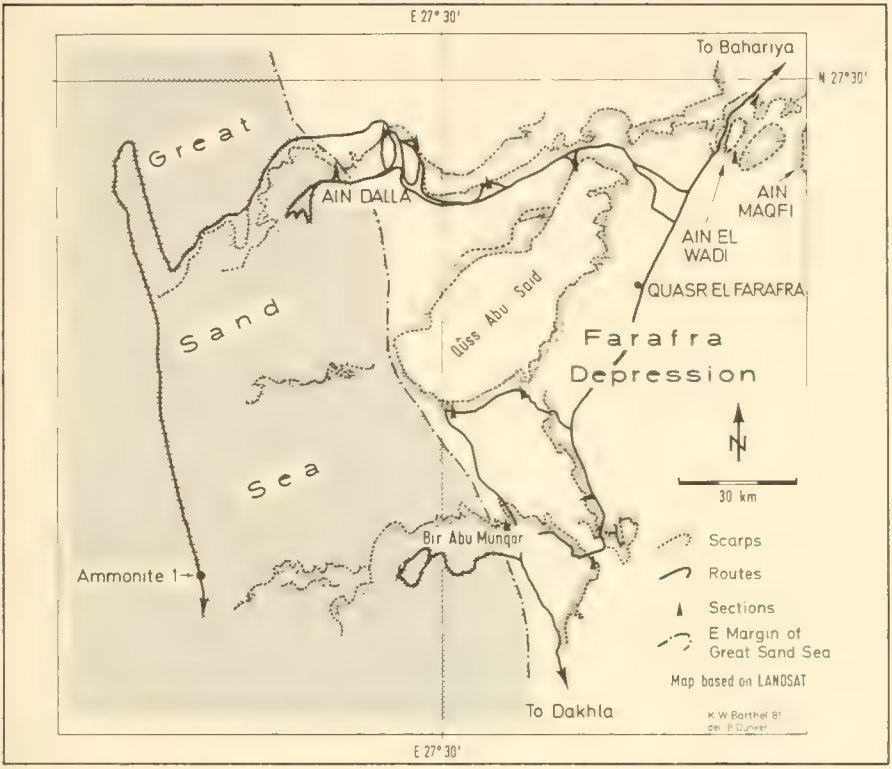


Fig. 3: Routes of 1980 expedition to El-Qüss Abu Said – Farafra – Ain Dalla region.

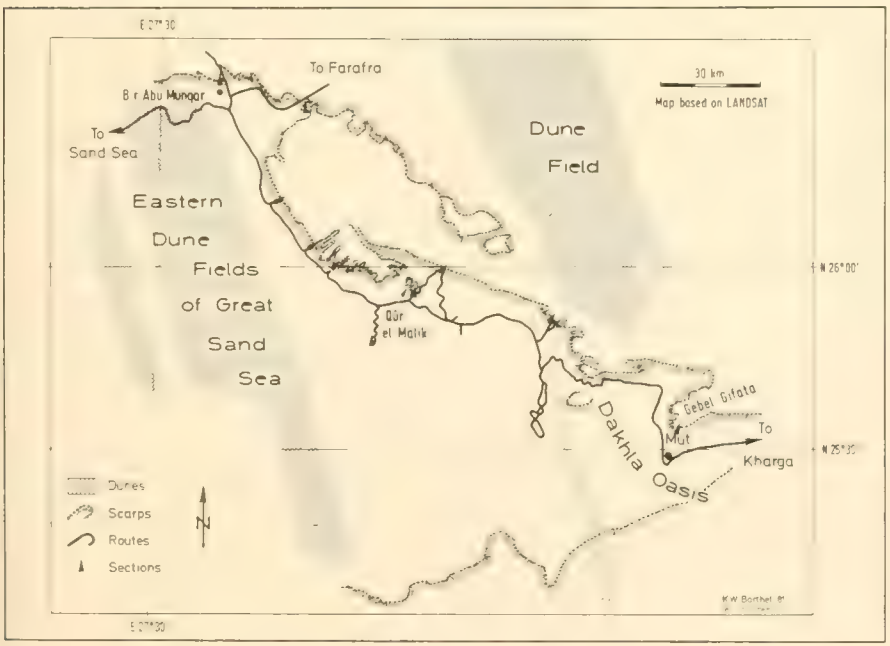


Fig. 4: Routes of 1980 expedition to Dakhla – Bir-Abu-Munqar area.

Topography and Tectonics

The southeastern part of the Great Sand Sea is coined by a series of minor and major escarpments following an ENE/WSW trend. In general the beds dip 1° or less in northern direction. The northern regions lie about 250 ms above sea level, while in the S an average altitude between 450 and 550 ms is reached.

Much of the area under discussion is obscured by vast sheets of sand and the characteristic longitudinal dunes extending in NNW/SSE direction, often continuing for more than 100 kms. Dunes and sand render stratigraphical work difficult. In addition, the low regional dip, in connection with rather quick facies changes, causes problems in following beds for some distance.

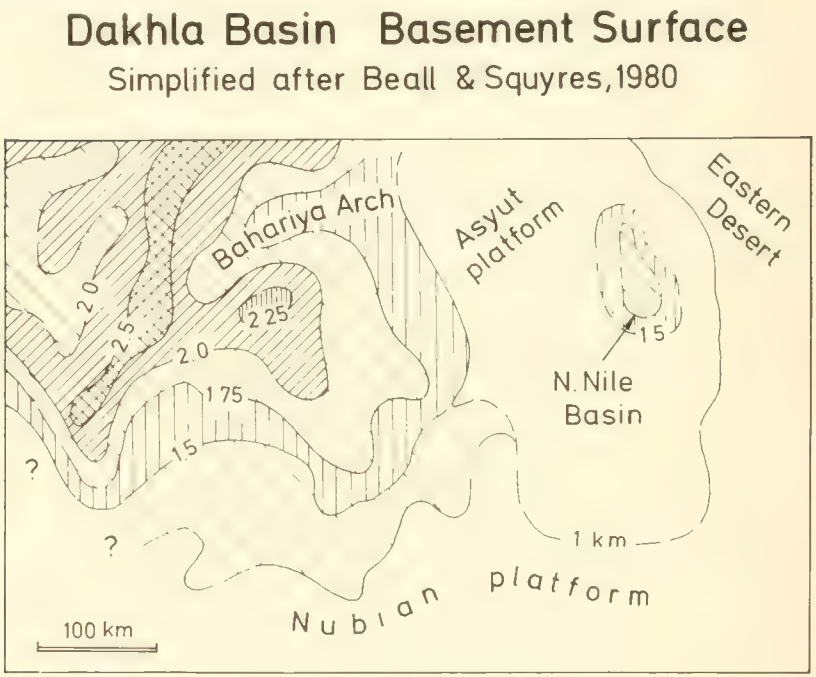


Fig. 5: Dakhla Basin: basement structures after BEALL & SQUYRES. Note eastern margin of complex Gilf-el-Kebir spur.

Another factor complicating matters is the gentle large-scale warping and local updoming of strata, accompanied by faulting. Single faults never amount to major throws. The observed maximum of throw is about 10 ms, whereas throws from 0,3 to 3 ms are common. Most fault zones thus are the summation of many small faults.

The fault patterns exhibits two predominant trends, near 60 and near 300 degrees. A lesser number of faults prefer directions around N/S and E/W.

In the E the southeastern Sand Sea is bordered by several depressions. These are the Farafra (35 ms; NE), Ain-Dalla (98 ms; W), Bir-Abu-Munqar (123 ms; S), and Dakhla depressions (ca. 200 ms; SE). All are more or less completely rimmed by scarps.

Farafra, Ain-Dalla and Bir-Abu-Munqar depressions are separated by the central plateau of El-Qûss-Abu-Said (340 ms).

The fault system in the depressions is essentially the same as given for the SE Sand Sea. In the Dakhla Oasis the more important structures show an E/W trend.

Previous works

In the Sand Sea works are restricted to those of ZITTEL, QUAAS and WANNER, mentioned above. The micropaleontological material was treated by P. DE LA HARPE (1883) and C. SCHWAGER (1883).

BEADNELL (1901a) contributed by recognizing a gap between Tarawan Fm. and Esna Fm. At the same time he notes intercalations of clay in the Tarawan Fm. near the transition to Esna Fm. in the Farafra area (pl. III and pp. 32/33). He also records disappearance of the Tarawan Fm. on the way to Ain-Dalla ("Ain-Iddaila") and the tapering out of Esna Fm. toward W and N. It is also evident that BEADNELL was aware of additional rock types in Ain-el-Wadi and Ain-Maqfi (= Hefhuf Fm. and Bahariya Fm.).

BEADNELL (1901b) gives a review of ZITTEL's reconnaissance in Dakhla Oasis and mentions the hiatus between Tarawan and Esna Fms. He noticed corals in the Tarawan Fm. on the scarp N Qasr-el-Dakhla and was aware of a "soft chalky bed" following on the "Phosphate" as well as in the Gebel-Gifata section. BEADNELL also stated the economic importance of the phosphorite bearing beds later called "Phosphate".

BALL & BEADNELL (1903) outline the geology of Bahariya Oasis. They lithologically separated Hefhuf and Bahariya Fms. without naming them. The Tarawan Fm. is found, in places, to cover the Hefhuf. Both are thought to be an equivalent of Dakhla and Tarawan Fms. in the S. A considerable hiatus between Late Cretaceous and Mid-Eocene is recognized.

BLANCKENHORN (1921) in his "Geology of Egypt" reviews the facies interchanges in the Kharga-Dakhla-Farafra region. He lists the 'Phosphate' and the *overwegi*-beds under his chapter on the Campanian. This is correct for the 'Phosphate' and the lowermost part of Dakhla Fm. but not for the main body of Dakhla Fm. (which BLANCKENHORN refers to as an equivalent of his Lower Esna Shales).

LEROY (1953) was the first to undertake detailed micropaleontological studies on a section in the Western Desert. The Ain-Maqfi section was subdivided in four units. These rest on Maastrichtian Tarawan Fm. Units IV to I (Esna Fm. = IV-II; Farafra Fm. = I) are considered to be of Lower Eocene age (= Late Paleocene). Hiatus are recorded between Tarawan Fm. and unit IV, and between units IV and III (= Ain-Maqfi horizon).

L. HOTTINGER (1960, 226) selected some alveolinid neotypes from Farafra Fm. on Qûss-Abu-Said. On p. 28 he refers to alveolinids from the El-Kharafish (Charaschaff) scarp NE Qasr-el-Dakhla.

HOTTINGER & SCHAUB (1960) introduce new substages for the Early Tertiary. They also mention (p. 464) the Farafra faunae (see HOTTINGER 1960).

After 1960 literature on the cases augments considerably. We here give but short abstracts of the more pertaining ones. In some cases we add a short comment [ ].

HERMINA, GHOBRIAL & ISSAWI (1961) took numerous sections betwen Abu-Tartur plateau and NW of Gebel-Edmonstone. They correlate various horizons by "zones" marked mostly by pelecypod species. Various ages are assigned to the plateau-forming chalk, depending on various geographic positions, becoming younger on proceeding to the W. [At present more exact stratigraphic data can be given by micropaleontological means only, since the genus *Libycoceras* has to be revised and other ammonite faunae are restricted to the lower position of the section.]

R. SAID (1961) states that in "Farafra dome" the Danian is missing and the chalk is Maastrichtian in age. He indicates a "reefal" limestone [which we would rather define "shallow water limestone"] in the Esna shale.

SAID & KERDANI (1961) studied the foraminiferal fauna of the Ain-Maqfi section in detail, dating the Tarawan Fm. to Maastrichtian and the Esna Fm. to Upper Paleocene. The covering Farafra Limestone is found to be Ypresian in age. Within the lower Esna Fm. a shallow-water limestone horizon is termed "Maqfi Limestone". A hiatus between Tarawan and Esna Fms. leads the authors to assume a "Farafra swell" during the Upper Paleocene.

R. SAID (1962), in his 'Geology of Egypt', brings excellent general descriptions of the oases with simplified sections and reliable micro-paleontological datings.

AWAD & GHOBRIAL (1966), in their stratigraphic paper on Kharga Oasis, create several new rock units: Abu-Bayan sandstone for part of the "Nubian Series", as well as "Mawhoub", Beris (= Baris), and Kharga members for Dakhla Fm. They apply a "zonal" stratigraphy of facially bound invertebrates. [To us it seems in the reference area, these terms are unnecessary. There would be nothing left for the namegiving unit, which we here retain as Dakhla Shale Mb. (see p. 154.]

HERMINA (1968) deals with the eastern side of the Abu-Tartur plateau and describes 16 sections. His stratigraphy apparently depends on facies-linked fossils, mostly pelecypods, once more used as "zones". Abu-Tartur Fm. is created for shallow water limestones characterized by burrows and by *Ilymatogyra osiris*. [Correlation should be restricted to stratigraphically significant fossils, i. e. in their absence or, if still unknown, lithostratigraphy has to be relied on, and this is what the author actually did. *Ilymatogyra* limestones seem to be indicative of swell or shallow areas. In this case the swell between Dakhla and northern Nile Basins was an apt place for this depositional environment.]

ABBASS & HABIB (1969) summarized the geological knowledge for Late Cretaceous – Lower Tertiary stratigraphy between Dakhla Oasis and the Nile Valley. ABBASS & HABIB utilize and extend "Mawhoub" Fm. of AWAD & GHOBRIAL (lower part of the Dakhla Shale). [In the area studied R. SAID's 1961 term "Dakhla Shale" is fully adequate as there is no basis for lithologic distinction of the various shales in the section.].

HERMINA & ISSAWI (1971) present an outline of formations in southern Egypt for the Upper Cretaceous and Early Tertiary. Dungul, Garra, and Kurkur Fms. are supposed to reach as far N as the Abu-Tartur plateau. [In view of the frequent diachronies of facies observed, we were unable to apply the stratigraphic table of these authors.]

YOUSSEF & ABDEL-AZIZ (1971) introduce the term "Farafra Chalk" for Tarawan Fm. in the Farafra depression. "Farafra Chalk" is supposed to range through Maastrichtian to Danian. [In Farafra depression the Tarawan Fm. entirely replaces the Dakhla in the N, whereas in the S the Dakhla considerably thickens. So up N both "Tarawan" and "Farafra" chalks join, whereas toward the S the Dakhla Fm. thickens and so does the "upper" Tarawan Fm.]

ISSAWI (1972) reviews the Upper Cretaceous – Lower Tertiary stratigraphy of Central and Southern Egypt. He discusses the origins of different facies in separate basins. The equivalence of Tarawan Fm. in Farafra with Dakhla Fm. in the S is correctly interpreted. The paper brings a wealth of observations. [Some of the correlations could not be confirmed with our ammonite finds.]

BARAKAT & ABDEL HAMID (1974) discussed in Farafra Oasis two chalks, Esna Shale and Farafra limestone. The chalk in the S extends down to 160 ms subsurface. This may be followed by another 60 ms of chalk on the surface, thus giving a total measurement for the chalk of 220 ms. The subsurface chalk rests on a dolomite bed of 10 ms. The dolomite is thought to be a possible equivalent of Ain-Wadi Fm. (OMARA, HEMIDA & SANAD, 1970) resp. the Hefhuf Fm. of EL AKKAD & ISSAWI (1963). Below the dolomite sandstones and marls of "Nubian group" follow with a thickness of 640 ms. [The interpretation of BARAKAT & ABDEL HAMID agrees well with our findings. The "Nubian group" should best be compared with the Bahariya 1 well (SAID, 1962, p. 302) which reached the basement. The Late Cretaceous – Early Tertiary sediments indicate shallow water conditions, expected to be found on the Bahariya-Arch. Both chalks, since interfingering with Dakhla clays, and joining entirely in the N, should be joined in Tarawan Fm.]

E. M. EL SHAZLY et al. (1976) published a remote sensing based study of Kharga – Dakhla Oases. Among other new formations they apply "El-Mahariq Fm." and "Kharga-Dakhla Phosphate Fm." to rock units also concerning the present work.

HOTTINGER (1977, 55/56) proposes to discard "*Operculina libyca*" because it encloses several valid species: *O. ornata* HOTTINGER, *O. subgranulosa* D'ORBIGNY, *O. canalifera* D'ARCHIAC, and possibly others.

CAUS, HOTTINGER & TAMBAREAU (1980) refer to and figure *Daviesina ruida* (SCHWAGER) from Farafra Fm.

This short review is by far not complete but is thought to encompass at least some of the more important papers. Further literature may be extracted from the list prepared by R. SAID, M. F. MICKHAIL, A. O. MANSOUR & A. N. ELIAS (1975): Bibliography of Geology and Related Sciences Concerning Egypt for the Period 1960–1973, published by Geol. Survey of Egypt and Mining Authority (Cairo).

Stratigraphic units

The rock sequences treated in this paper rest on the socalled "Nubian Series". This hard-to-tackle complex has been successfully subdivided (KLITZSCH et al. 1979, BARTHEL & BÖTTCHER 1978). The units from bottom to top are: Six Hills Fm. – Abu-Ballas Fm. – Sabaya Fm. – Maghrabi Fm.[1]) – Taref Fm. – Mut Fm.

The Tertiary stages used in this paper are those of HOTTINGER & SCHAUB (1960) and v. HILLEBRANDT (1974).

Mut Formation ("Qûsseir Formation", "Variegated Shales")

Figs. 6, 17

This rock unit has been correlated with the Qûsseir Variegated Shales near the Red Sea. The general term Variegated Shales is used by various authors for the youngest sediments of the "Nubian Series".

Since at present correlation of the "Variegated Shales" from the Western Desert to the Red Sea can not be achieved in a satisfactory way. EL SHAZLY et al. introduced "El-Mahariq Fm." for the "Dakhla-Kharga Variegated Shales". Unfortunately these authors gave only a very general description and did not define a reference section precisely enough to give their new formations sound legal standing.

It thus became necessary to name and define these conspicuous sediments in an area readily accessible and well exposed:

Mut Formation

Name: Mut is one of the major villages of Dakhla Oasis.

Reference area: The lowest scarps along the road from Mut to El-Rashda. Mut itself (28°57′ E, 25°35′ N) is built on Mut Fm.

Definition: Vermilion to brick-red clays. This color may vary to gray and green near leaching horizons.

---

[1]) Since the geographic term "Kharga" is lithostratigraphically preoccupied (AWAD & GHOBRIAL, 1966) we here propose Maghrabi Fm. to substitute "Kharga Fm." (BARTHEL & BÖTTCHER 1978, p. 155). The credit for the new term again goes to KLITZSCH as in the original denomination. It should be noted that the longitude (in L. c.) of the reference area, due to an error, must be corrected to 30°07′ E. Maghrabi is the region SE of Abu-Tartur plateau (HERMINA 1968).

Near the top of the formation but also within it, sandstones may occur rather frequently. The local distribution of the sandstones is easily to be explained: They are ancient river channel-fills that weather out and then show no apparent relations to the clays in the vicinity.

Proceeding W, toward the Sand Sea, sandstones more and more become dominant, as we were able to check in interdunal channels N of Abu-Ballas.

Mut Fm. rests on sandstones of Taref Fm. According to numerous well logs between Mut and Gebel-Edmonstone the thickness averages range from 80–100 ms (Abbass & Habib 1969; Hermina et al. 1961).

The depositional environment of Mut Fm. was possibly fluvial to brackish and restricted marine. This is indicated by the presence of glauconite in variegated shales and sands below El-Hindaw Fm. in the Ammonite I well (p.152). Kenawy et al. (1976) report arenaceous foraminifera from Duwi Fm. near the Red Sea, which may be an equivalent of Mut Fm.

Since the superimposed El-Hindaw Mb. and even the basal beds of Dakhla Shale Mb. are of Late Campanian age (cf. p.154), we may assume that Mut Fm. has been deposited in Mid- to Early Campanian times.

Dakhla Formation

Figs. 6–11, 13–17

This formation is a well-known unit in Egyptian stratigraphy. The name was coined after Dakhla Oasis by R. Said in 1961. R. Said gave a general outline of distribution and sediments. Up till now there exists no published modern report on paleontological data of a complete sequence in the reference area.

One of us (W. H.-D.) will study Dakhla Fm. and its interrelations with topping formations in detail. Therefore we here present but an outline.

The reference area and section were chosen in the scarp NE of El-Rashda, at the prominent Gebel-Gifata. Due to conditions of exposure the reference section is a compound one. Its base lies at the NW outskirts of El-Hindaw. From there the section runs N in small canyons, ascending to a low plateau, finally reaching the slopes of Gebel-Gifata.

Dakhla Fm., in the reference section, from base to top is characterized by three predominant sediments: "El-Hindaw" Mb., lateral tongues of Qûr-el-Malik Mb. and Dakhla Shale Mb. The complete section measures 310 ms.

A complete section of Dakhla Fm. has been penetrated by the Ammonite I well (26°24′27″N, 26°51′32″E). Conoco kindly permitted to give a brief review of this part of the well report. The interpretation is ours. The top 54 ms consist of clays, siltstones and oolites (surface observation!). The age for this portion ranges from Danian (?) to Mid Ilerdian, according to the foraminiferal species cited. Below this we should expect carbonatic sandstones of the Ammonite Hill Mb (p. 157). The report, however, mentions approximately 20 ms of white to gray limestones with clay intercalations. Then, down to about 240 ms, follow sandstones, silty clays with siltstones representing part of the Ammonite Hill Mb. and the Dakhla Shale Mb. The age determined for this sequence is Maastrichtian. A subjacent glauconitic clay- sand- and siltstone unit of nearly 50 ms, with phosphorite and vertebrate fragments, is the equivalent of the El-Hindaw Mb. (p. 152). The beds below this Dakhla Fm. section may be the northern extension of Mut Fm. (p. 149), presence of glauconite suggesting marine influence.

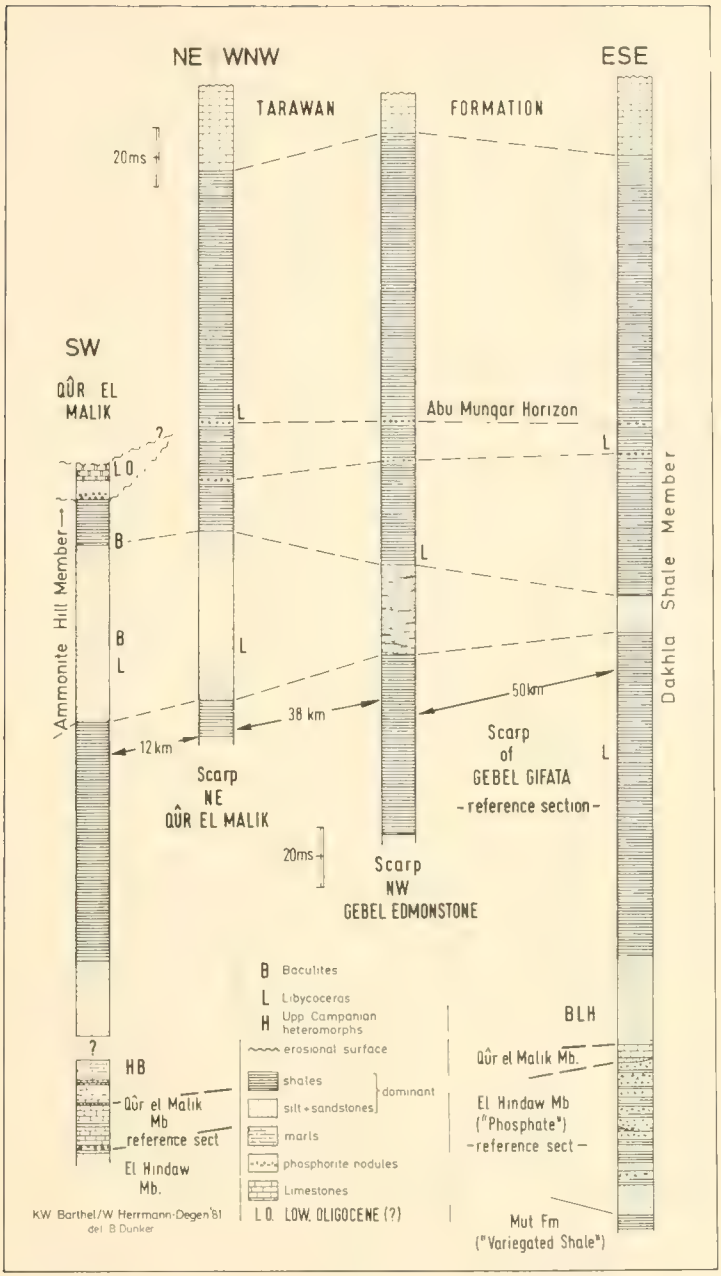


Fig. 6: Series of sections between Qûr-el-Malik and Gebel-Gifata near Mut, Dakhla Oasis. Sections are much simplified. Within "Dakhla Formation" stippling indicates predominance of sand and siltstones, while clay signature stands for preponderance of clays.

El-Hindaw Member of Dakhla Formation (Phosphate)
Figs. 6, 17

This member has been correlated with "Duwi Fm." cropping out near the Red Sea (R. Said 1962, p. 310; Youssef, 1957). In the Nile Valley El Naggar (1966) refers to "Sibaia phosphate formation". Since it is adviceable to have a reference locality that permits close range correlation in the Western Desert itself, we select the lower part of the main Dakhla section. This is best exposed near El-Hindaw Oasis.

El-Hindaw Member (E.H.M.)

Name: After the village of El-Hindaw, about 7 kms SW El-Rashda, near Mut, Dakhla Oasis.

Reference area: The low scarps and canyons immediately NW of the palm gardens of El-Hindaw, 28°58′E and 25°34′30″.

Definition: At the base whitish sandstones intercalate with greenish to reddish clays. The main body of the member consists of an alternation of grayish clays with beds of sandstone (0,30–2 ms). Some sandstone beds abund with glauconite and phosphorite pebbles. Other sandstones are crowded with fossils, especially oysters, mostly preserved as cores. Sandstones and clays vary more or less in thickness. One striking horizon of finely laminated carbonate exposes on bedding planes an unusual assembly of fish remains. The top of the E.H.M. consists of several ms of buff sandstone, enclosing channel-fills of reddish sandstone. Channel-fills may even join to form a sheet on the surface of the buff sandstone. Channelling continues into the lower part of the topping Qûr-el-Malik Mb. The thickness of E.H.M. in the reference area is 48 ms.

Beside the invertebrates mentioned, the phosphorite horizons procure vertebrate remains, especially shark teeth, fragments of turtle plates, and vertebrae of fishes and reptiles.

The E.H.M. holds out toward Kharga Oasis in the facies described.

In the W sandstones become dominant. At about 25°30′ N and 27° E, variegated continental sandstones intercalate with but thin clay beds associated with phosphorite and shark teeth.

The age must be deduced as early Late to Middle Campanian since the overlying Qûr-el-Malik Mb. can be dated to Late Campanian.

The general term "Phosphate" refers to the locally high content in phosphorite pebbles. Phosphorites are mined at the SE edge of the Abu-Tartur plateau, between Dakhla and Kharga Oases.

In the Ammonite I well E.H.M. is of equal thickness as in the reference area (cf. p. 150).

Qûr-el-Malik Member of Dakhla Formation
Figs. 6, 7, 16, 17

Above the El-Hindaw Mb., in the reference region, follows white limestone and chalk. This sediment extends, as Landsat photographs show, far into the eastern margin of the Sand Sea (Fig. 7).

This striking sediment has been observed as early as 1883 by Zittel and also by Beadnell (1901).

Qûr-el-Malik Member (QEMM)

Name: After the Qûr-el-Malik mesa, 4 kms N of the Dakhla-Farafra road.

Reference area: 14 kms SE Qûr-el-Malik and 10 kms S of Dakhla-Farafra road (28°7′E; 25°48′N to 25°52′30″N).

Definition: Whitish soft limestones and chalk-like sediments, resting on a phosphorite bearing clastic base (El-Hindaw Mb.). The deposition of carbonate is interrupted by 1–2 ms of reddish siltstone. The upper carbonate sequence ends also with a siltstone (0,3 ms). The total thickness in the reference area may amount to 14 ms.

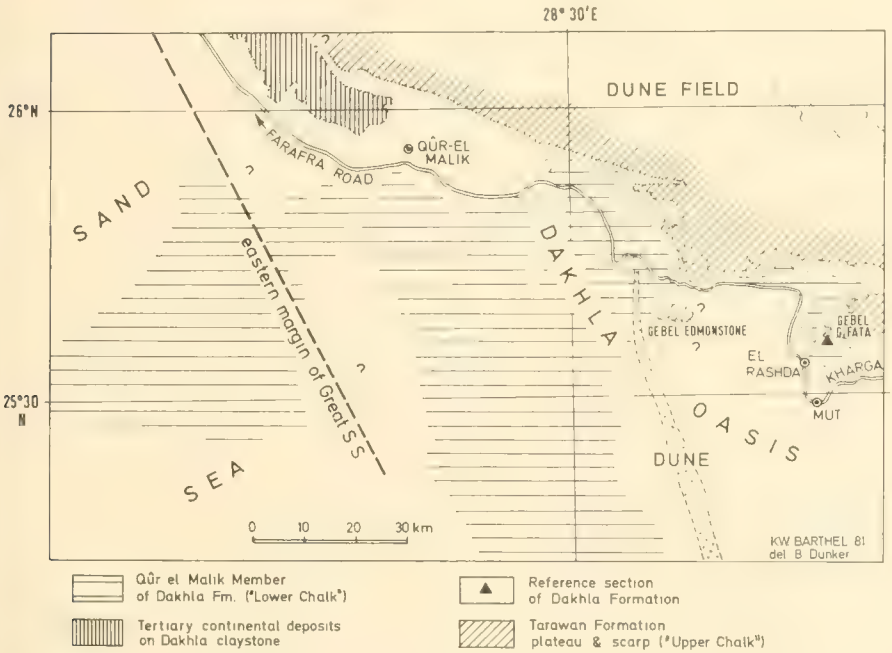


Fig. 7: Distribution of Qûr-el-Malik Member of Dakhla Fm. Compiled from ground observations and LANDSAT imagery.

QEMM is overlain by the marls and clays of the Dakhla Shale Mb. which, near the base, holds an ammonite fauna of Upper Campanian age.

Prof. D. HERM (Munich) kindly checked some of our micro-samples from the QEMM and all were found to be of Upper Campanian age, in the Mut area as well as in the Qûr-el-Malik region. He considers presence of *Globotruncana fornicata globulocamerata* EL NAGGAR and of members of the *Globotruncana mariai* GANDOLFI group, of the *Globotruncana stephensoni* PESSAGNO group, of the *Globotruncana bulloides* VOGLER group, as well as absence of typical Maastrichtian *Rugoglobigerina* and heterohelicids as indicative of Uppermost Campanian.

Our present knowledge does not permit correlation of QEMM with any of the chalk deposits further N.

The "Isocardia chargensis limestone" of Abbass & Habib (1969) is included in the member. Fig. 2 of these authors illustrates the distribution of this horizon, on basis of aerial interpretation executed by Geofisika Company.

In the Gebel-Gifata region the Qemm is much reduced (ca. 5 ms).

Qemm has not been recorded in Ammonite I well (cf. p. 150).

Dakhla Shale Member of Dakhla Formation

Figs. 6, 10, 16, 17

This is the name-bearing member of the formation as expressed by R. Said in 1961 and 1962. Awad & Ghobrial subdivided the sequence without reference to the formational name (see p. 150). Their "Mawhoub" Mb. stands for the lower part. Abbass & Habib (1969) discern a "conglomerate" as the upper limit of the "Mawhoub" Mb. Since in the reference section and NW of it clays and marls are predominant, we rather consider them as an unit. It might be helpful later to single out restricted horizons.

Dakhla Shale Member (D.S.M.)

Name: see Dakhla Formation (p. 150)

Reference area: As given for Dakhla Formation. R. Said 1962, 69: "... to the north of Mut".

Definition: At the base the member is almost chalky in appearance, continuing upward with alternating bands of marls and clays. From the marly bands we extracted, at the reference section and in the Qûr-el-Malik area, a heteromorph ammonite-fauna that fully corresponds to Lewy's (1967, 1969) Late Campanian faunae:

Nostoceras cf. *helicinum* (Shumard), *N.* cf. *pauper* (Whitfield), *Solenoceras* cf. *reesidei* Stephenson, *Exiteloceras unciforme* Lewy, *Baculites* sp., *Libycoceras* sp.

The foraminiferal fauna, after D. Herm (cf. p. 155) is in accord with this.

Thus the age for the base of the D.S.M. has to be corrected to **Uppermost Campanian.**

Above the ammonite level follow blackish to greenish clays with occasional marls on intercalations of brownish siltstone beds. This is where *Exogyra overwegi* (v. Buch) is locally frequent.

Referring to the original description of Zittel (1883) it is this part of the section which he called "*overwegi*-beds". It must be noted that the "*overwegi*-beds" occur rather low in the D.S.M.

The section continues with about 100 ms of gray to greenish clays with some bands of phosphorite bearing glauconitic sandstone. Further NW resistant marls replace part of the clays.

Two tiers of carbonatic sandstone with some ms of clay sandwiched in between form an excellent marker horizon. The lower sandstone is crowded with "*Cardita*" *libyca*, the upper one with shell debris and both terminate with sandy phosphoritic-glauconitic and iron-oolitic deposits. *Libycoceras* was extracted from the lower bed.

The marker tiers are the reduced eastern equivalents of the Ammonite Hill Mb., while one or both phosphoritic deposits correspond to the conglomeratic bands of Abbass & Habib (1969) in the Gebel-Edmonstone region. Since this marker horizon

can be followed over quite a distance, we think it deserves a separate term: Bir-Abu-Munqar Horizon (p. 155).

Some 60 ms of grayish clay overlie the marker beds. In some parts the clay is rather silty. Higher up it becomes slaty with another silty intercalation that ends with a glauconitic sandy band. From there on upward we encounter gray, red, and variegated clays. Immediately below Tarawan Fm. there appears an additional band of glauconitic sand with phosphorite nodules. We found that the terminal part of D.S.M. is very variable from place to place. Thickness of the Gebel-Gifata section is 260 ms.

From the Qûr-el-Malik to the W and NW, the Ammonite Hill Mb. substitutes most of the middle part of the D.S.M. and the upper part is replaced by the Peak Hill Mb.

In northern Farafra depression Tarawan Fm. entirely replaces the D.S.M. Toward the S the D.S.M. thickens and NE the eastern descent of the pass to Bir-Abu-Munqar the top of the member partly consists of greenish silty marls with Schizaster and their bur rows. Otherwise the top is formed by red and green clays the slope of which are studded with limonitic specimens of a stunted fauna. *Globorotalia angulata* (White) dates the D.S.M. top bed at this locality to Montian. The overlying Tarawan Fm. (with *Globorotalia pseudomenardii* Bolli) follows on a lacuna comprising the upper *Globorotalia pusilla* Bolli-Zone (cf. p. 162).

Bir-Abu-Munqar Horizon of Dakhla Formation

Figs. 7, 8, 16, 17

At the base of the scarps immediately N of Abu-Munqar, especially in the neighbourhood of the big outlier and the western scarp-spur along the old route to Ain-Dalla, a bed studded with fossil remains in phosphoritic preservation is exposed. The peculiar faunal aspect is widely distributed and may be used as a marker horizon.

Omara et al. (1970) presented a small stratigraphic table at the foot of their fig. 2 map. In this an "Abu Monquar Fm." includes upper and lower shales and coralline limestone. While the coralline limestone represents a separate lithologic unit, the shales are the Dakhla Shale Member of Said (1962). Beside this, "Abu Munqar Fm." would not be valid because there is no reference section cited.

Bir-Abu-Munqar Horizon (B.A.M.H.)

Name: Bir-Abu-Munqar, at the bend of the Farafra–Dakhla road; junction of various old caravan routes.

Reference area: W of spur, W of the old Ain-Dalla route.

Definition: The bed is 1,5 ms thick at the reference section. It consists of a grayish to yellowish marl with angular quartz grains, glauconite and rare ferric ooids. In the lower part (0,5 ms) phosphatized fossils with gray to slightly red metallic luster on the surfaces abound. The characteristic faunal elements are large and medium gastropods.

The horizon may be followed toward the SW into the Sand Sea. It also crops out in the foothills of the scarp N of the Bir-Abu-Munqar – Dakhla route. Further SE it is removed by pre-Oligocene erosion as one approaches Qûr-el-Malik. The horizon

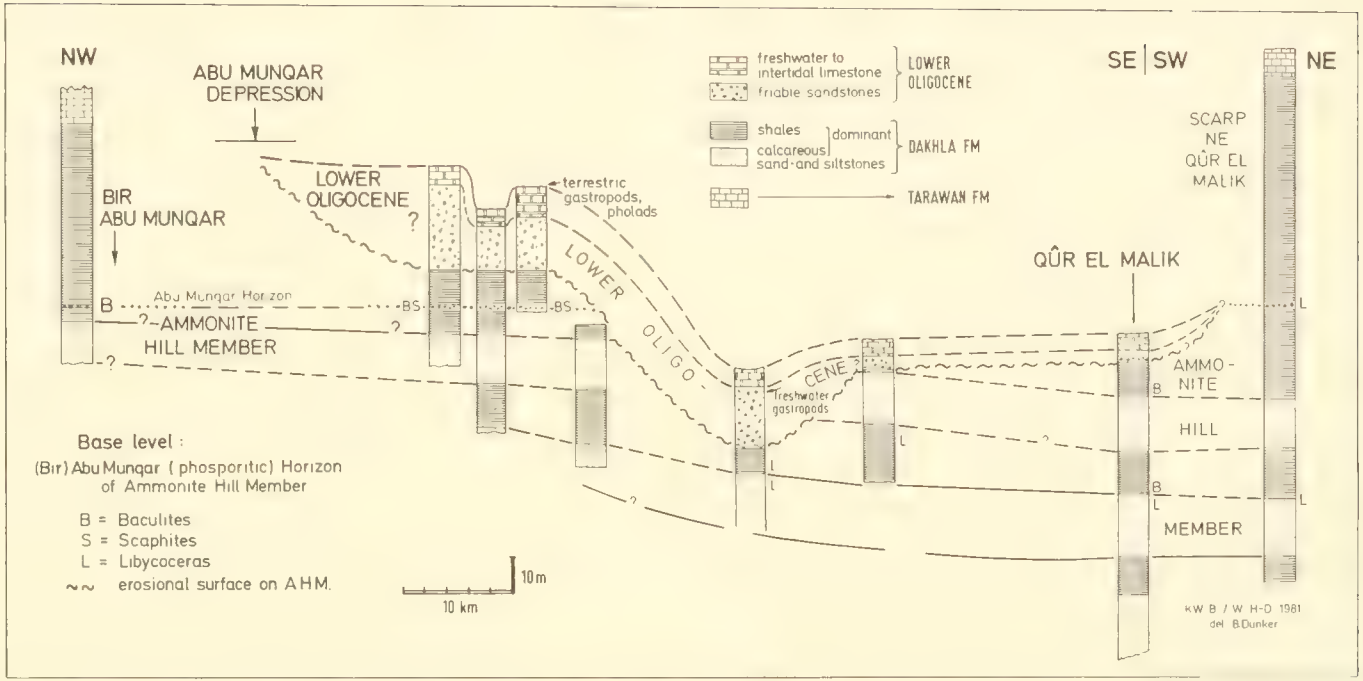


Fig. 8: Series of sections between Bir Abu-Munqar and Qûr el-Malik. Striking feature is the Lower Oligocene (?) sandstone and limestone sequence. Presentation shows the Oligocene beds as originally laid down in a former depression. Apparent deformation of the depression is due to straightening the originally updomed Bir-Abu-Munqar Horizon as baseline. Other specifications as in explanation to fig. 6.

reappears again in the cliff of D.S.M., NE of the Qûr and holds out to Gebel-Gifata section, where it is represented by a rather thin band of "phosphorite" associated with a sandstone bed, separated by 7 ms of clay from a similar horizon below. According to Abbass & Habib (1969) the horizon is very strikingly developed in the Gebel-Edmonstone ("Mawhoub") region, where these authors consider that "conglomerate" as the top bed of their "Mawhoub Fm.".

In the Sand Sea the phosphorite content vanishes locally and ferric ooids become the paramount constituent.

The more important faunal elements of the Abu-Munqar Horizon include: *Libycoceras* sp., *Baculites* sp., *Scaphites* sp., *Eutrephoceras desertorum* (Quaas), *Pseudocenoceras applanatum* (Wanner), *Hercoglossa danica* (v. Schlotheim), *Aturioidea* aff. *schweinfurthi* (Quaas), *Exogyra overwegi* (v. Buch) numerous gastropods and pelecypods, *"Terebratula" libyca* Wanner, fruits of *Nipa* and others. While the ammonites suggest a Maastrichtian age, some gastropods and nautiloids have Paleocene aspects. The foraminiferal fauna of the late *Globigerina (Eoglobigerina) pseudobulloides* Plummer-zone *Planorotalites compressus* (Plummer), *Globigerina (Eoglobigerina) pseudobulloides, Globigerina (Eoglobigerina) triloculinoides* Plummer) clearly points to early Mid-Danian deposition. From the Abu-Munqar Horizon at the scarp NE of Qûr-el-Malik we recovered *Plummerita hantkeninoides* (Bronnimann) and *Rugoglobigerina scotti* (Bronnimann) of the Uppermost Maastrichtian.

Thus Abu-Munqar Horizon may be used as a mapable expression of the Cretaceous/Tertiary boundary, involving smaller hiatus of various extent.

Ammonite Hill Member of Dakhla Formation

Figs. 6, 8, 9, 11, 16, 17

This unit was first created for a scarp-forming feature with special surface reflexion properties useful in compiling a modern map based on remote sensity (edit. List & Klitzsch). Hence the term Ammonite Hill Member rests only on reflexion properties as no defined reference area was ever given.

During two seasons in the field it became clear that the member is facially not interrelated and not identical with Zittel's "gray foliate clays with *Exogyra overwegi*" („Graue Blättertone mit *E. o.*", Zittel 1880, 1883 as described by Quaas [1902, 328]): The „Blättertone" form part of the lower Dakhla Shale Mb.

Ammonite Hill Member (A.H.M.)

Name: After the scarp named „Ammoniten-Berge" by Zittel (1880), now "Ammonite Hills" on the 1941 map of Egypt (1:500000, sheet 7 [Dakhla]).

Reference area: Ammonite Hill scarp at interdunal channel between 26° N and 26° 10′ N and along 27° 05′ E. Since the former Conoco seismic line 20 was laid out along this channel, the term Conoco 20 channel is also used in this paper.

Definition: A series of carbonate-bound siltstones and sandstones, sometimes several ms thick, intercalated with gray to greenish foliated clays. Some of the thinner sandstones are heavily bioturbated, and others are immensely rich in fossils. A few rare beds contain phosphorite nodules and phosphoritized fossils.

In the reference channel the member consists of two scarps, the southern Ammonite Hill scarp proper, and another one about 15 kms north of it. The base of the

member is represented by highly carbonatized scarp-forming beds, usually weathering into bizarre structures and "cannon balls". The top is exposed in the northern scarp and above the last occurrence of *Exogyra overwegi* is characterized by predominance of clays with carbonatic siltstone beds enclosing myriads of *Turritella*. In Conoco 20 channel the A.H.M. is approximately 95 ms thick (compound section!).

Toward the W, sand content and sandstones increase while in eastern direction clays become more and more dominant. This quantitative increase of sand and sandstones toward the W, also observed in the other members of Dakhla Fm., is very

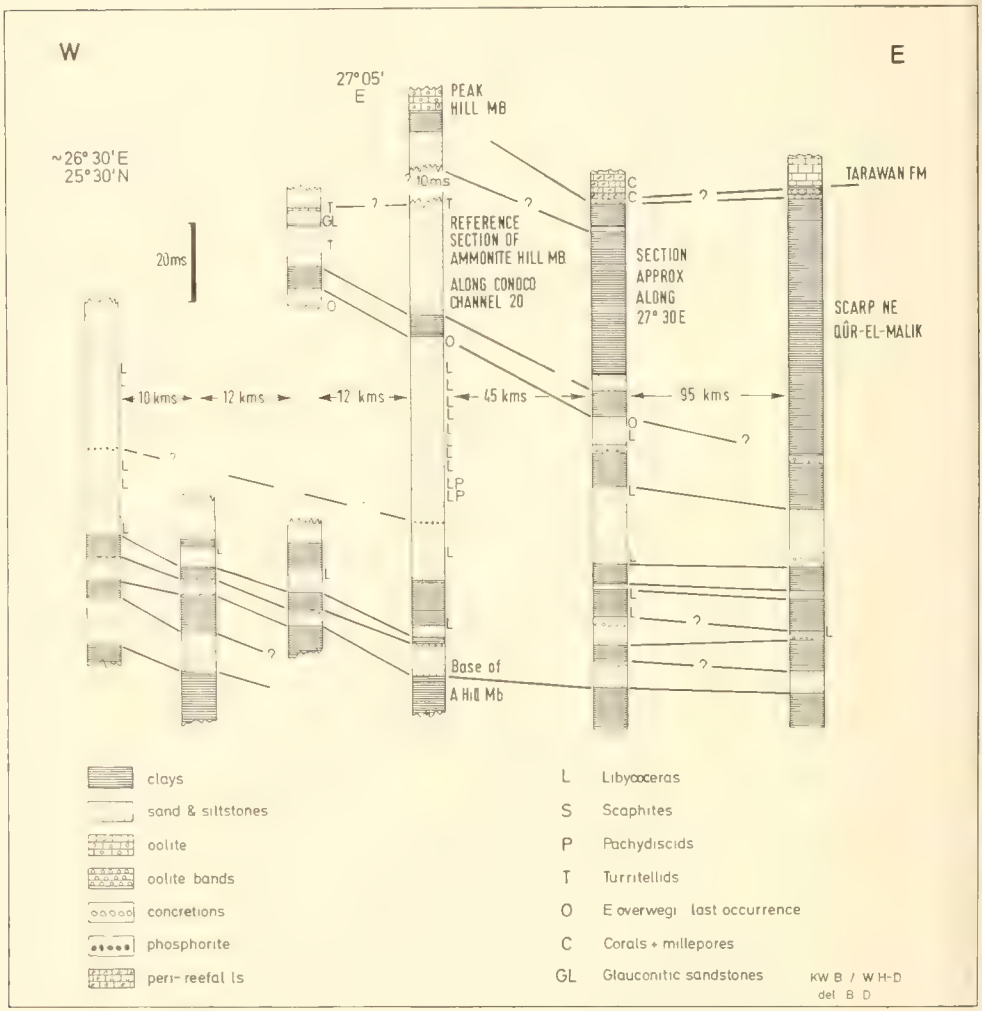


Fig. 9: Series of sections from westernmost exposures of Ammonite Hills Mb. of Dakhla Fm. to the scarp NE of Qûr-el-Malik. Further specifications as in explanation to fig. 6.

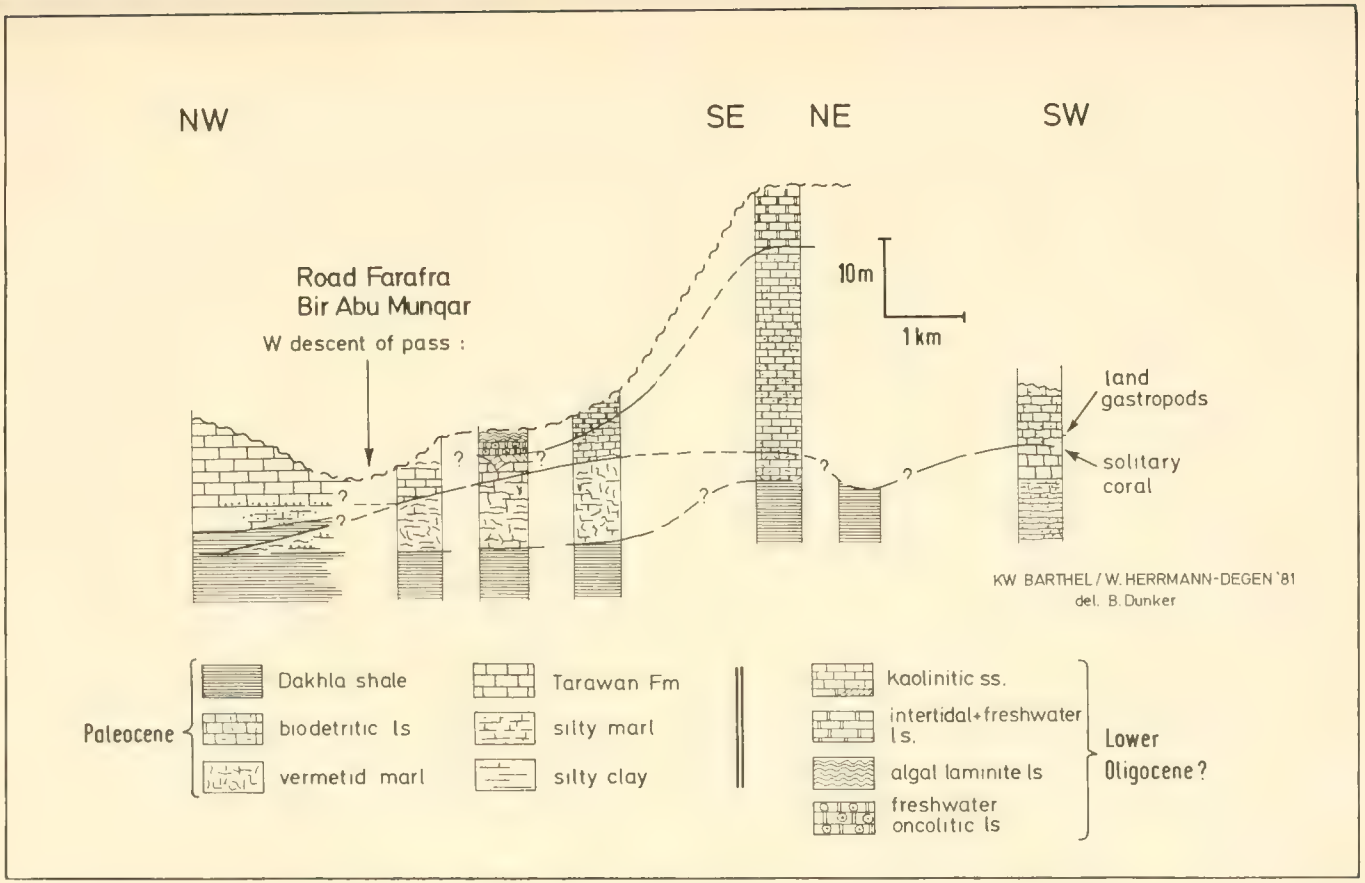


Fig. 10: Sections in vermetid marl facies at the western descent of pass between Farafra and Bir-Abu Munqar depressions. Note that in SE the Lower Oligocene (?) sandstone-limestone sequence is underlain by intertidal carbonate. The vermetid facies builds a fan from the former area of uplift toward the NW.

much consistent with the structural outlines given by Beall & Squyres (1980; cf. Fig. 1). In the reference region of Dakhla Fm., at Gebel-Gifata (p. 150) the A.H.M. is reduced so that only a few indicative banks exist.

A.H.M. is assumed to be a fan originating from the southwestern flank of the Gilf-el-Kebir spur.

In the Ammonite I section a tongue of Tarawan Fm. replaces part of the A.H.M.

Morphologically the A.H.M. remains scarp-forming as far as there is a sequence of at least several closely spaced sandstone beds. The scarp can be followed from approximately 26°30' E to the scarps SSE of Bir Abu Munqar. In most cases the immense number of *E. overwegi*, weathering out from thin sandstone-ledges and often remaining as a residual cover on clay surfaces, signals the presence of the A.H.M.

Considerably more restricted in frequency and vertical distribution in the A.H.M. is *Libycoceras ismaelis* (Zittel).

In the western exposures of the A.H.M. vertebrate remains become increasingly more numerous, turtles and fishes being the most frequent. Among the rarer finds are bones of mosasaurs, plesiosaurs and dinosaurs.

Peak Hill Member of Dakhla Formation

Figs. 9, 11, 16, 17

In the Sand Sea, above the Ammonite Hill Member, clays, carbonate-bound sandstones, and siltstones continue upsection. There, however, is an intercalation of true carbonates. These beds, with high probability, represent a lagoonal facies of Tarawan Fm. in the E.

Peak Hill Member (P.H.M.)

Name: After interdunal channel marked by a peak (about 60 kms SW El-Qûss-Abu-Said, southern end).

Reference area: Scarp 5 kms N of the peak. 27°02'30'' E and 26°26' N.

Definition: The striking sediments of this unit are whitish to yellowish oolites.

The oolites are intercalated in the normal clay-carbonatic siltstone-sequence. In higher levels the usual greenish to grayish clay may turn vermilion in color. Red marls with oolites in the same color are locally important. A chain of small patch reefs (*Platygyra, Favia, Actinastrea, Caulastrea, Siderastrea* [Siderofungia]) apparently limits the oolite facies to the E (27°21'30'' E and 26°26' N). Due to erosion, in this region, interrelations with the Tarawan are still tentative. These coral reef structures are an equivalent in time to the oil bearing reefs at the NE (Libyan) side of the Gilf-el-Kebir spur (Terry & Williams 1969).

In the reference area the member starts with several carbonate-bound siltstone beds which are topped by a bed of biodetritic oolite. Vermilion marls, containing silts and ooids, follow, grading upwards into pure crossbedded oolites. The section closes with grayish to purplish marls rich in organic detritus. Above these marls a nodular to dense limestone with large gastropods (*Campanile* [?]) may be an equivalent of Farafra Fm.

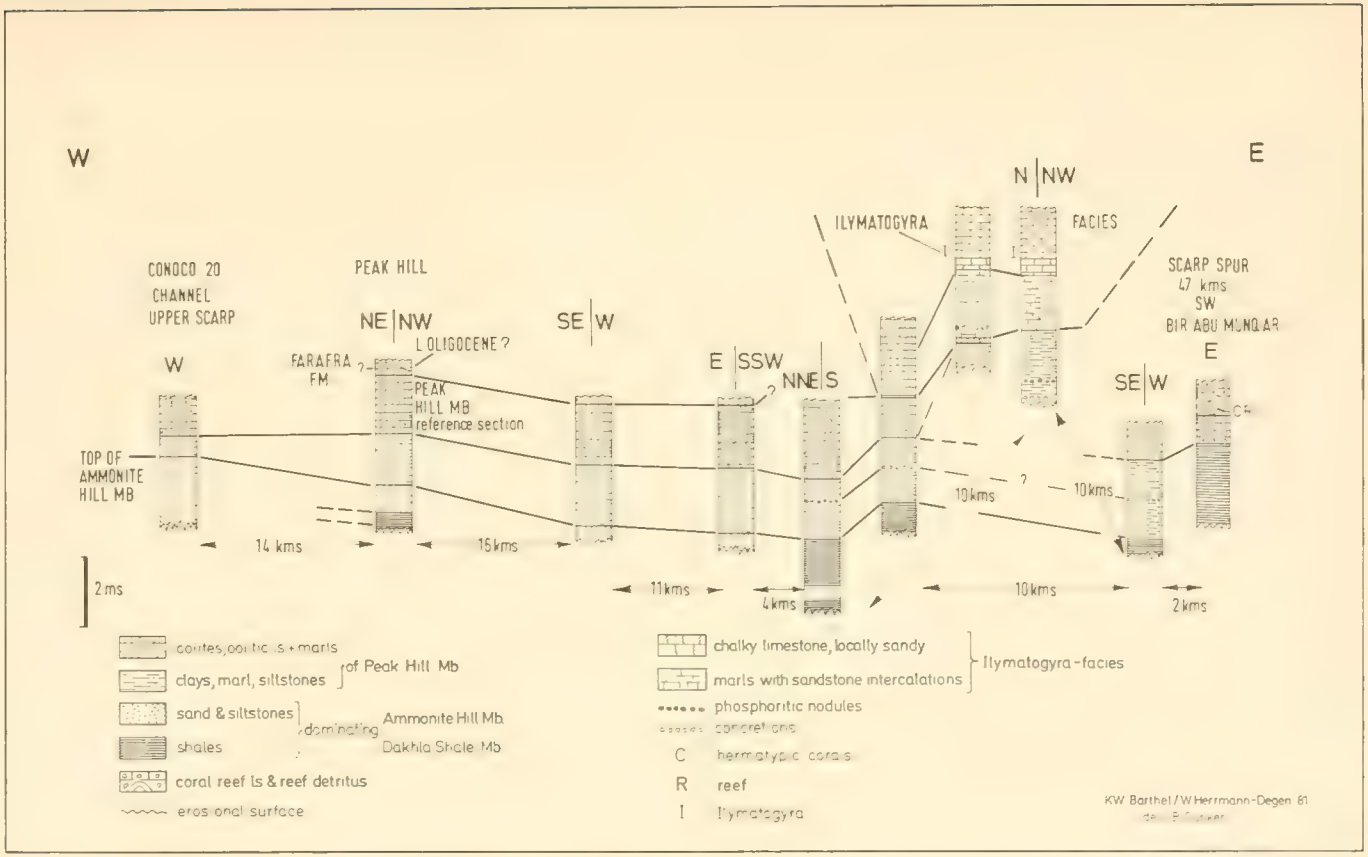


Fig. 11: Series of sections in the Peak Hill Mb. of Dakhla Fm., from Conoco 20 channel to approximately 50 kms W of Bir Abu-Munqar. Note the coral reef development at E margin of oolite deposition. In the N the oolites are overlain by mudbank carbonate with *Ilymatogyra osiris* (ZITTEL).

The oolites of the P.H.M. can be followed south in erosional relics to latitude 26°17′ N.

In Conoco 20 channel, N of Ammonite Hill scarp, and above the A.H.M., oolites occur in reduced thickness. Siltstones become increasingly more important.

Foraminifera from the Ammonite I well suggest a range from Late Danian(?) to Ilerdian for the Peak Hill Mb.

Oolites were observed as far as 10 kms north of the reference section but may still range further N.

The oolites proper are poor in fossils, except for occasional *Echinolampas* and *Gitolampas*.

Tarawan Formation ("Tarawan Chalk")
Figs. 6–10, 12, 14–17

Awad & Ghobrial (1966) used this term for the white limestones and chalks covering Dakhla Fm. in Kharga Oasis. Tarawan Fm. also forms the top of the scarps in Dakhla Oasis, and in part of the Farafra depression. S of the Qūss-Abu-Said plateau, higher levels of the formation exhibit intensive burrowing by callianassids.

In the basal layers sometimes pebbles of phosphorite, of sandstone, of glauconite, and even of quartz, as well as shark teeth, form some sort of a diluted transgressional conglomerate. Interruptions of sedimentation may occur at various levels.

It is noteworthy that Tarawan Fm. in many places holds a rich fauna, including among others *Echinocorys fakhryi* Fourtau, large voluthid gastropods, *Lobostoma ramosum* Wanner (stylasterina), *Palaeopsammia multiformis* Wanner, *Caryosmilia granosa* Wanner, and a characteristic sponge assemblage with *Schizorhabdus libycus* Zittel, *Rhizopoterion poculum* (Wanner), and the genera *Eutactostomium, Diphyllospira, Leptophragma, Plectcurete, Aphrocallistes* of which Herrmann-Degen described 7 new species (1980).

The Tarawan Fm. in the scope considered so far, lies with a gap on Dakhla Fm. The time lapse of the gap has to be determined from place to place. As one proceeds toward the W the base of Tarawan Fm. becomes younger. This statement is valid for the Dakhla – Bir-Abu-Munqar stretch and SW Farafra. The general thickness is reported to vary from a few ms to several tens of ms.

In some instances the base of Tarawan Fm. was dated by planctonic foraminifera:

1. in SW Farafra, W of the road to Bir-Abu-Munqar, a fauna of the *Globorotalia pseudomenardii* Bolli-zone proves a Thanetian age.
2. at Gebel-Gifata, near Mut, *Globorotalia uncinata* Bolli and *Globigerina (Eoglobigerina) trinidadensis* (Bolli) give an Early Montian (*uncinata*-zone) level.

On El-Kharafish in the Dakhla area, the top of Tarawan Fm. has been narrowed down by overlying Late Thanetian limestones with *Glomalveolina dachelensis* (Schwager) (Hottinger 1960, 54).

At the eastern narrows of the passage from Qasr-el-Farafra to Ain-Dalla the top of the Tarawan yielded a Latest Thanetian or Earliest Ilerdian microfauna (*Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *Globorotalia velascoensis* (Cushman).

Summarizing our knowledge in the field, we have to expand the concept of Tarawan Fm. Thus we include the virtually identical "Farafra Chalk" of YOUSSEF & ABDEL-AZIZ (1971) that, after these authors, spans Campanian to Danian. "Farafra Chalk" is invalid because "Farafra Limestone" (p. 172) has priority. This "chalk" largely forms the bottom of Farafra depression and after BARAKAT & ABDEL HAMID (1974), reaches 160 ms of subsurface thickness, resting, with a few ms of dolomite in between, on "Nubian sandstones". Adding 60 ms of Tarawan Fm. exposed on the surface, it reaches a total thickness of 220 ms.

Both "chalks", Tarawan Fm. s. str. and the chalk of Farafra depression, become united near the road climbing the pass to Bahariya. There the exposed sequence covers the time from at least Late Maastrichtian (*Globotruncana gansseri* BOLLI, *Globotruncana conica* WHITE, *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY) to Thanetian (*Globorotalia pusilla* BOLLI, *Globorotalia angulata* [WHITE]).

Tarawan Fm. in the revised sense is interfingering with Dakhla Fm. in the S (cf. BARAKAT & ABDEL HAMID 1974) and SW. A Late Maastrichtian "tongue" was encountered even in Ammonite I well. Wells between Farafra and Dakhla should eventually prove that

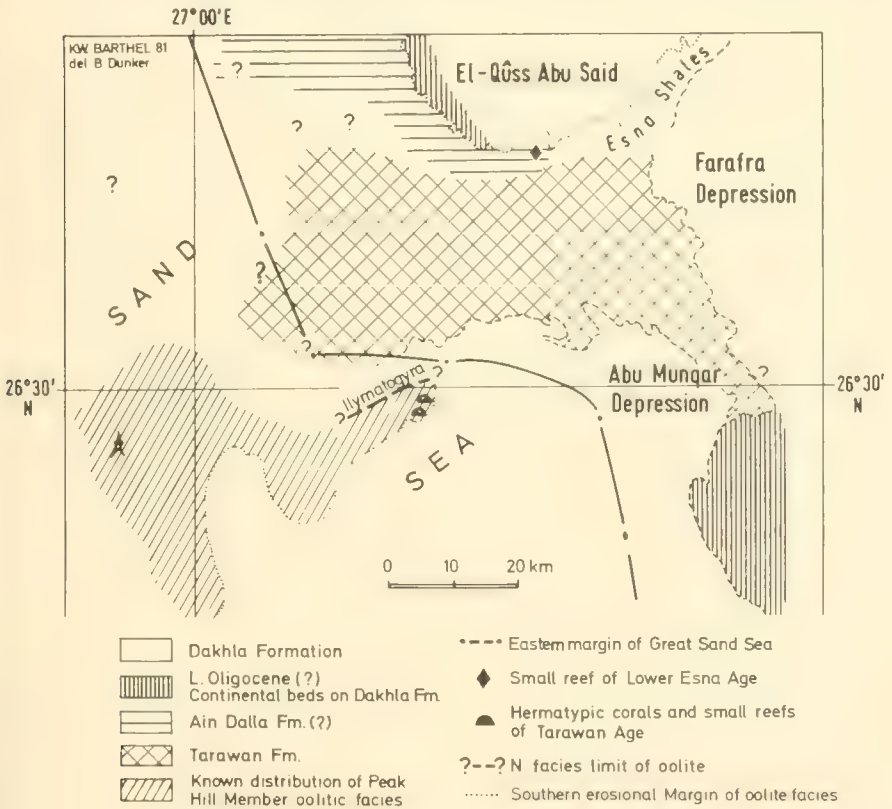


Fig. 12: Distribution of Peak Hill Mb. and related facies. "??" W and SW of Tarawan signature indicate tentative interpretation from LANDSAT imagery, not checked in the field.

the Qûr-el-Malik Mb. is but another such "tongue". The replacement of Dakhla Fm. by Tarawan Fm. which may even turn somewhat sandy toward the N, and the center of carbonate deposition in Farafra depression suggest for Tarawan Fm. a fairly shallow marine origin on a swell, in our case on the Bahariya Arch.

In Ain-Maqfi and eastern Qûss-Abu-Said regions the top of Tarawan Fm. may intercalate with Esna Fm. Interfingering is frequently associated with hiatus.

In the SE Sand Sea Tarawan Fm. is substituted by the Peak Hill Mb. of Dakhla Fm. Coral reefs are found in the transitional region.

Vermetid debris facies
Fig. 10

The small scarp rimming the eastern side of Abu-Munqar depression exposes a peculiar type of sediment. A mass of fossil debris among which vermetid fragments are the most striking elements, is bound by sandy marls. The thickness of this deposit decreases from 14 ms in the SE to pinchout in the NW, over a stretch of about 5 kms. Pinchout occurs approximately 1 km NW of the Farafra – Abu-Munqar road where it descends from the scarp.

While the substrate of the vermetid debris facies is uniformly red or green Dakhla Shale. It may, however, be covered by Tarawan Fm. (NW) or by Lower Oligocene (p. 172) sandstones and limestones.

Unfortunately erosion has truncated the SE connection with the large plateau SSE Abu-Munqar, which is covered by a thick Lower Oligocene sequence. In the area where eastern and southern scarps meet, these Oligocene beds rest on a yellowish crumbly limestone, fragments of which show birdseye structures. The limestone contains shell debris, badly preserved ostracods and foraminifera, peloids, fragments of stromatolithic crusts, remains of dasyclads, characeans (?). The various components are bound by coarse sparry calcite. Here we probably face the coastal (intertidal) facies, contemporaneous to the vermetid sandy marl and marginal to an uplifting area (p. 177). The masses of vermetus remains are indeed in accord with an uplift as the paper by Tzur & Sneh (1978) shows: "...they [the vermetids] can exist only where the coastal rocks are sufficiently soft and erodable and where the coast is rising at an appropriate rate relative to the rate of marine erosion."

A sample from immediately below the base of the vermetid marls is dated to Montian by *Globorotalia uncinata* Bolli and *Globorotalia angulata* (White).

Esna Formation (Esna Shale)
Figs. 15–17

Most of the eastern and western cliffs framing Farafra depression are made up by greenish clays and marls of Esna Fm. Since this unit received due consideration by Le Roy (1953), R. Said & Kerdani (1961) and Youssef & Abdel-Aziz (1971) we refer to their papers. A shallow water limestone intercalation (1–2 ms) in the lower part of the Ain-Maqfi area apparently is a useful marker bed and therefore was named Ain-Maqfi Member of Esna Formation by R. Said & Kerdani.

At the base and in transition to Tarawan Fm., Esna Fm. sometimes contains beds of hard limestones. Relics of these on the El-Kharafish Plateau (Dakhla region) have been

dated Late Thanetian by *Glomalveolina dachelensis* (Schwager) (Hottinger 1960). Esna Fm. in Farafra ranges from Upper Thanetian through the Middle Ilerdian. The approximate thickness is 150 ms in the E, decreasing steadily toward the W.

In southwestern direction (S corner of El-Qûss-Abu-Said) the base of Esna Fm. becomes strongly carbonatic and small coral reefs (*Actinacis* [?]) are developed. Intercalations of biodetritic material become numerous. The lowermost of these is crowded with *Nummulites deserti* de la Harpe and *Nummulites fraasi* de la Harpe. Toward the NW, i. e. in the Ain-Dalla area and the passage from Farafra to Ain-Dalla, Esna Fm. is laterally grading into the yellowish chalky limestones of Ain-Dalla Fm. (p. 165).

Ilymatogyra-Facies
Figs. 11, 12

About 30 kms WSW of Bir-Abu-Munqar the Peak Hill Mb. in northern direction is replaced by marly to chalky limestones.

Above Dakhla Fm. the sequence starts with 7 ms of carbonate bound sandstones and marls. The sandstones are heavily burrowed by callianassids.

This complex is followed by 6–10 ms of alternating beds of chalky limestones and thin marls. The bases of some limestone beds are riddled with callianassid burrows. At the top 6–8 ms of massive limestone and chalk are preserved. The limestones show whitish to yellowish tints.

15 kms further W the sequence seems to grade into chalky marls and, still further W, it again is replaced by latest Peak Hill Mb. sediments. A chalky transitional facies is also observed toward the SW.

We had no opportunity to trace the *Ilymatogyra*-facies toward the N and NE but we assume that it is a lateral substitute of Ain-Dalla Fm.

In some of the beds the rudist-imitating mud-screw oyster *Ilymatogyra osiris* (Zittel) is very abundant. Among other faunal elements, we mention *Deltoidonautilus* cf. *tamulicus* (Kossmat).

Unfortunately our micropaleontological samples from this facies turned out to be barren. According to the geological constellation the *Ilymatogyra*-beds should be the equivalents of Ain-Dalla Fm.

Under the term Abu-Tartur Fm., Hermina (1967) described an apparently similar facies. It is exposed along the Darb-el-Tawil, across the northern Abu-Tartur plateau. The first who mentions *Ilymatogyra* from this region was Zittel (1883, LXIX). Hermatypic corals also have been reported from this region. The carbonate sequence there is considerably thicker than ours (tectonic repetition?).

Ain-Dalla Formation
Figs.13, 15–17

Proceeding westward in the northern passage from Qasr-el-Farafra to Ain-Dalla, it becomes obvious that Esna Fm. is laterally replaced by limestones and that the underlying Tarawan Fm. disappears. The limestones of the scarps around Ain-Dalla were generally mapped as "chalk", but differ from Tarawan Fm. by their yellowish appearance and their fauna.

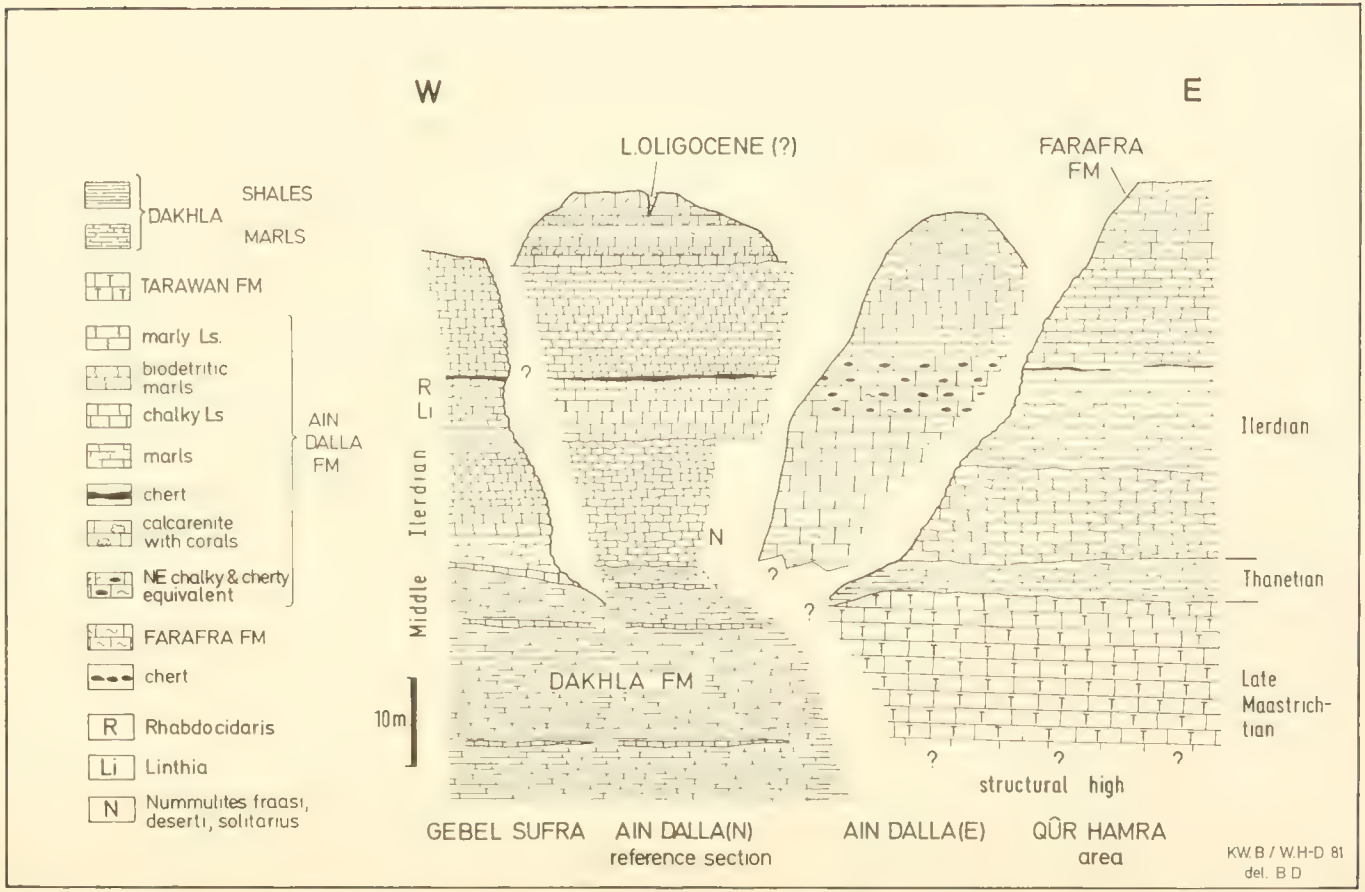


Fig. 13: Combined and simplified sections of Ain-Dalla Fm. Scale only approximate, lateral extent about 35 kms. Note that in N and NE directions Ain-Dalla Fm. grades into Tarawan Fm.

Ain-Dalla Formation

Name: After Ain-Dalla, a well approximately 70 kms WNW of Qasr-el-Farafra.

Reference area: Scarp-spur 10 kms N of Ain-Dalla; 27°18′47″E and 27°24′19″N.

Definition: Whitish to yellowish well bedded limestones. The average thickness of a single bed is 15 cms. Bank-surfaces are undulating green to gray marls of various thickness separate thin limestone beds. In the lower part of the section of the reference area marls are still fairly well represented and echinoids, ostreids as well as other molluscs *Nummulites deserti* DE LA HARPE, *Nummulites fraasi* DE LA HARPE, *Nummulites solitarius* DE LA HARPE abound. The lower part ends with a bed that is heavily bioturbated, contains many *Operculina* and red sediments. This may mean interruption of sedimentation. Up-section follow bedded chalks that terminate with a laminated chert band. Above the chert lies another series of alternating marl and limestone beds. The section terminates with calcarenitic limestones that contain hermatypic corals in two levels (*Latiphyllia*-type). The reference section measures 47 ms. The section yielded *Globorotalia (Morozovella) subbotinae* MOROZOVA, *Globorotalia (Morozovella) marginodentata* (SUBBOTINA), *Acarinina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON), and *Pseudohastigerina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON) of the Middle Ilerdian.

At Gebel-Sufra (27°19′E; 27°17′42″N), 12 kms W of Ain-Dalla the section is rather similar, except for the middle part which here turns rather crumbly and organo-detritic. Stingers of *Rhabdocidaris* are frequent. *Linthia (Lutetiaster)* is less abundant. Turritellids and pelecypods are well represented. *Nummulites deserti* (A), *Nummulites solitarius* (A & B), *Nummulites fraasi* (A), *Nummulites praecursor* DE LA HARPE are numerous. Planctonic faunae belong to the *Globorotalia subbotinae*-zone of the Mid-Ilerdian.

Gebel-Sufra section rests on marly greenish gray Dakhla Fm.; also of *subbotinae*-zone age.

E of Ain-Dalla the sediment turns into chalk, with chert nodules in mid section, and calcarenitic limestone on the top. So far our samples from that locality were barren.

Qûr-Hamra (27°33′38″E; 27°17′36″N), an outlier of the northern scarp in the Farafra – Ain-Dalla passage, again shows a section that corresponds well with the reference area. The limestones (once more *subbotinae*-zone), however, rest on about 5 ms of marls, which are very rich in planctonics of the *Globorotalia menardii/velascoensis*-zones. These, in turn, are underlain by Tarawan Fm. (Late Maastrichtian with *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER), *Globotruncana conica* WHITE, *Globotruncana gansseri* BOLLI, *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY).

The distribution of Ain-Dalla Fm. in the W and N is still unknown. From our experience with other formations we assume that sandstone and clay wedges may intercalate in the W.

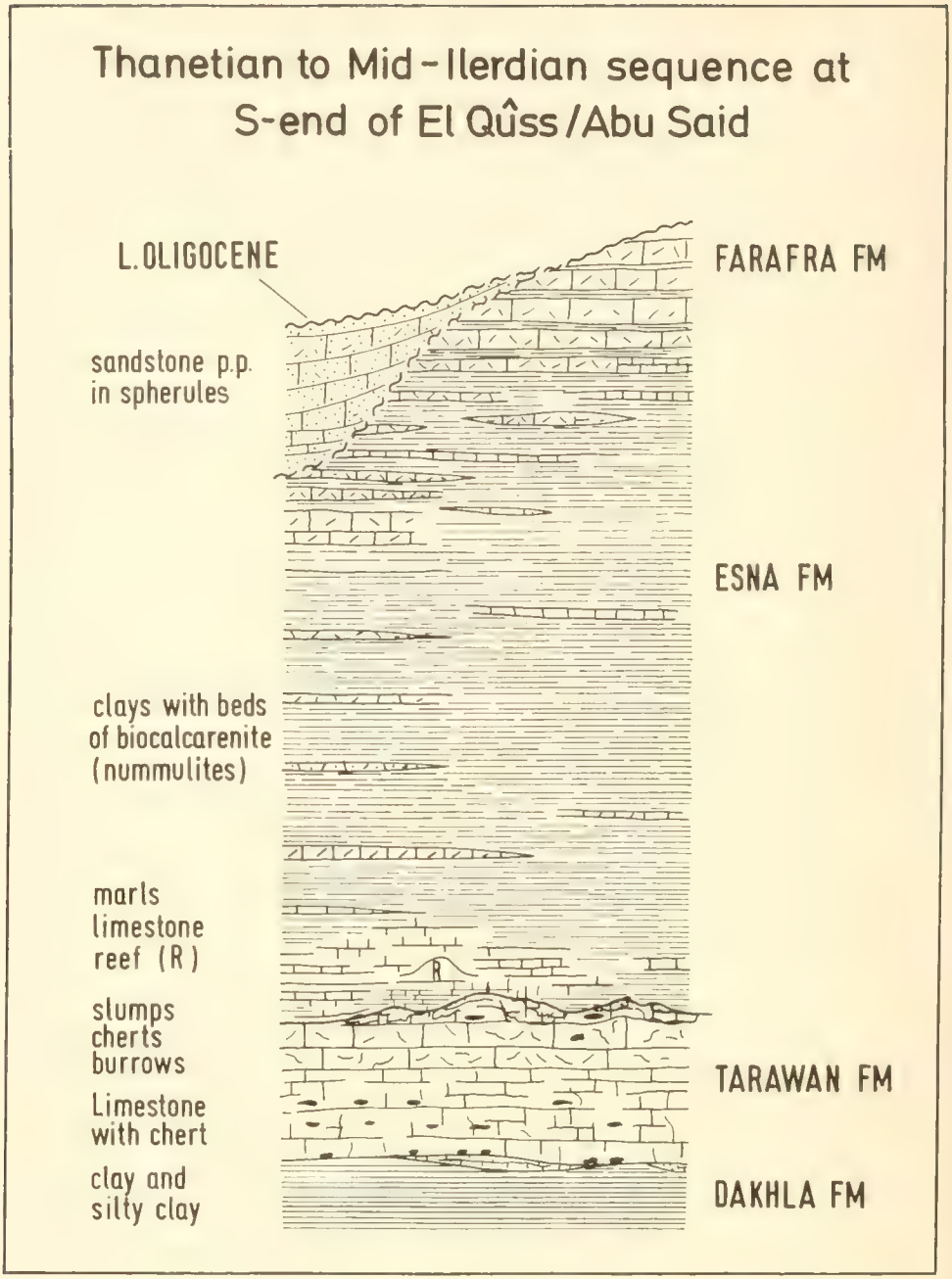


Fig. 14: General situation at S side of El-Qûss-Abu-Said. Not to scale. Lateral extent approximately 20 kms. No detailed sections were taken in upper Esna Fm. Note transition from Tarawan to Esna Fms. with slumps and small coral reefs.

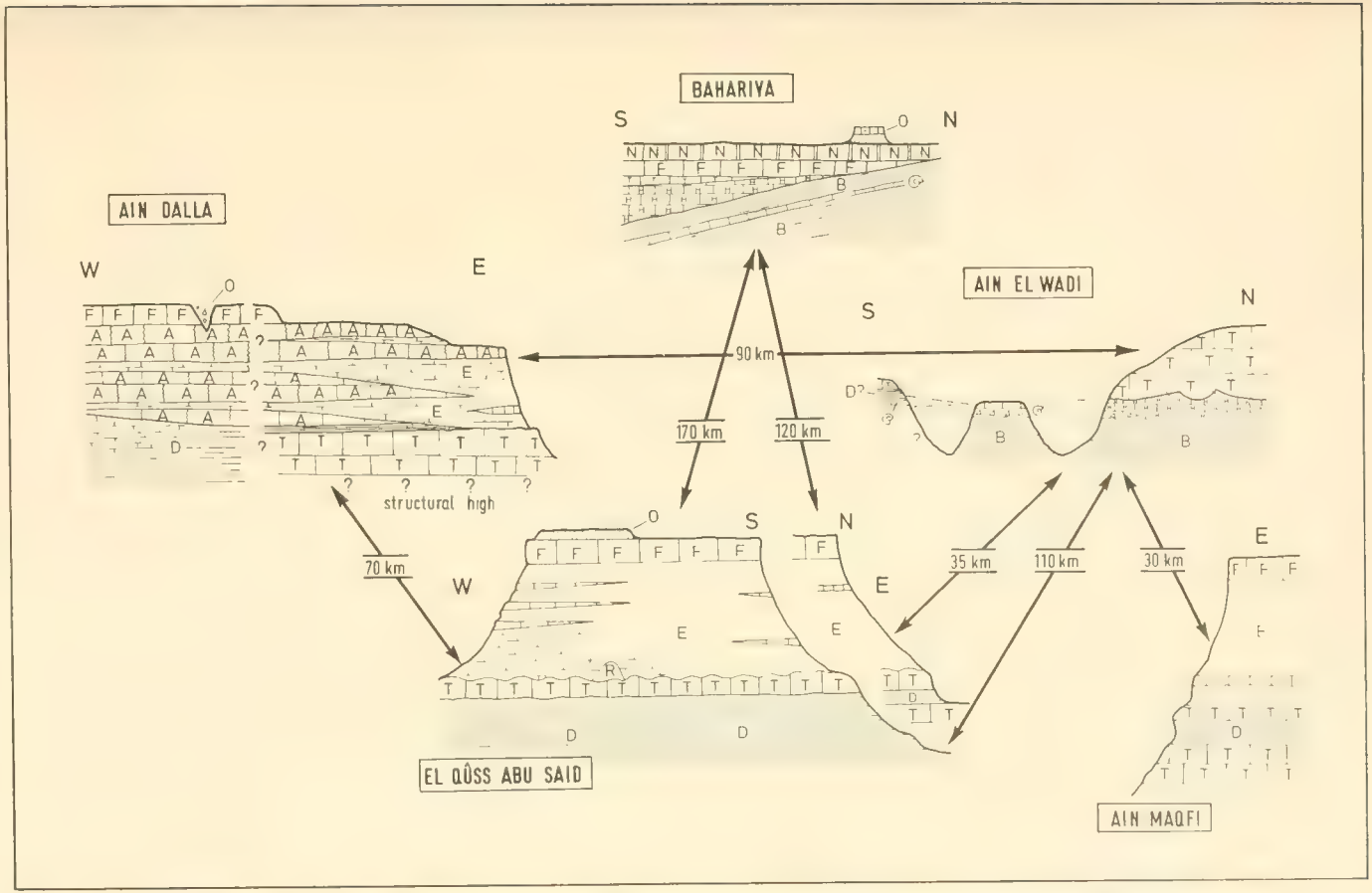


Fig. 15: Generalized sections, not to scale, to show interrelations of lithostratigraphic units in Farafra depression and Ain-Dalla region.

A = Ain-Dalla Fm.
B = Bahariya Fm.
D = Dakhla Fm.
E = Esna Fm.
F = Farafra Fm.
H = Hefhuf Fm.
O = Lower Oligocene (?)
N = Naqb. Fm.
R = coral reef
T = Tarawan Fm.

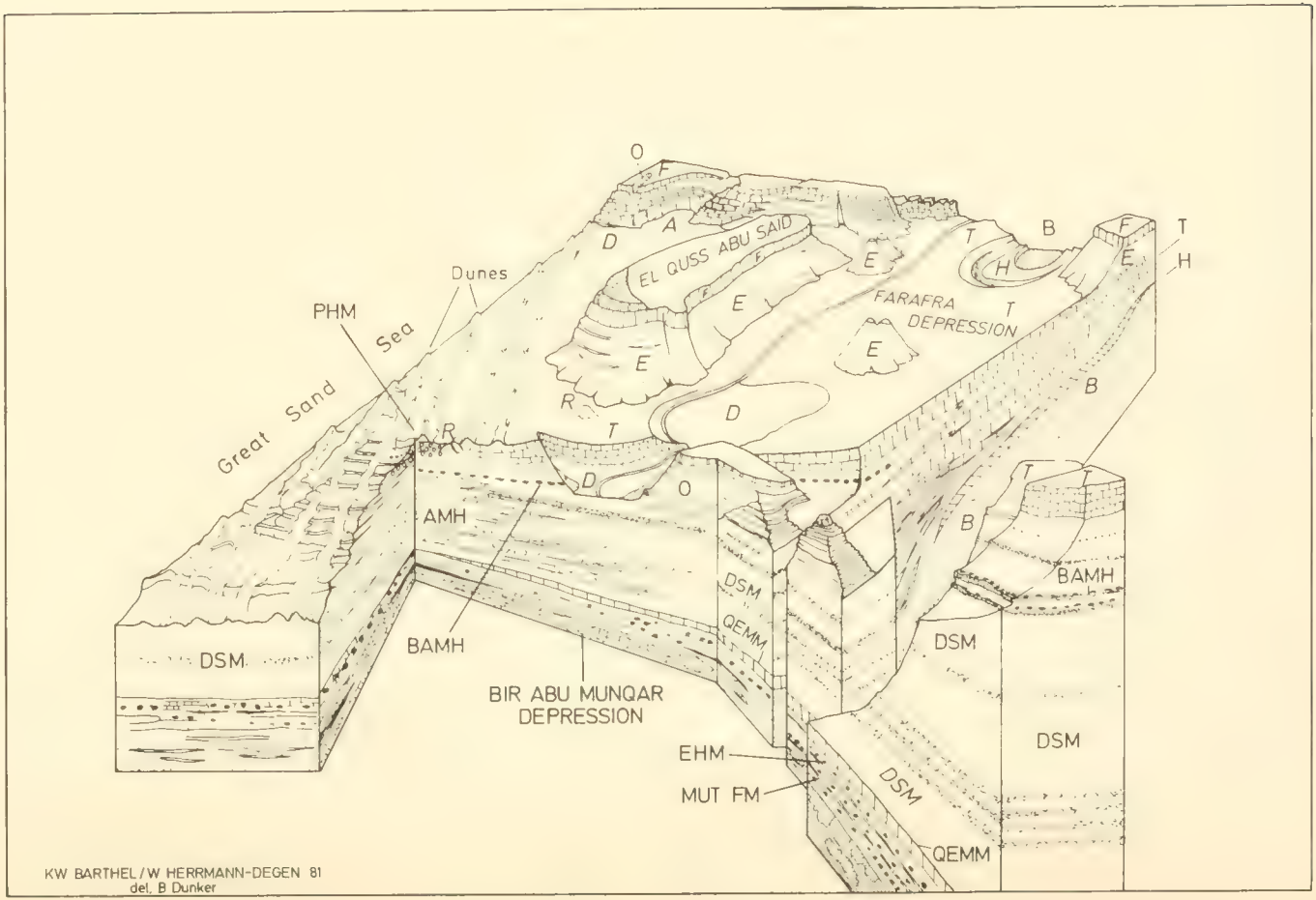


Fig. 16: Block presentation of lithostratigraphic interrelations for entire area of investigation. Not to scale and in parts tentative. Abbreviations as given in the text (pp. 149 ff.) and in explanation to fig. 15.

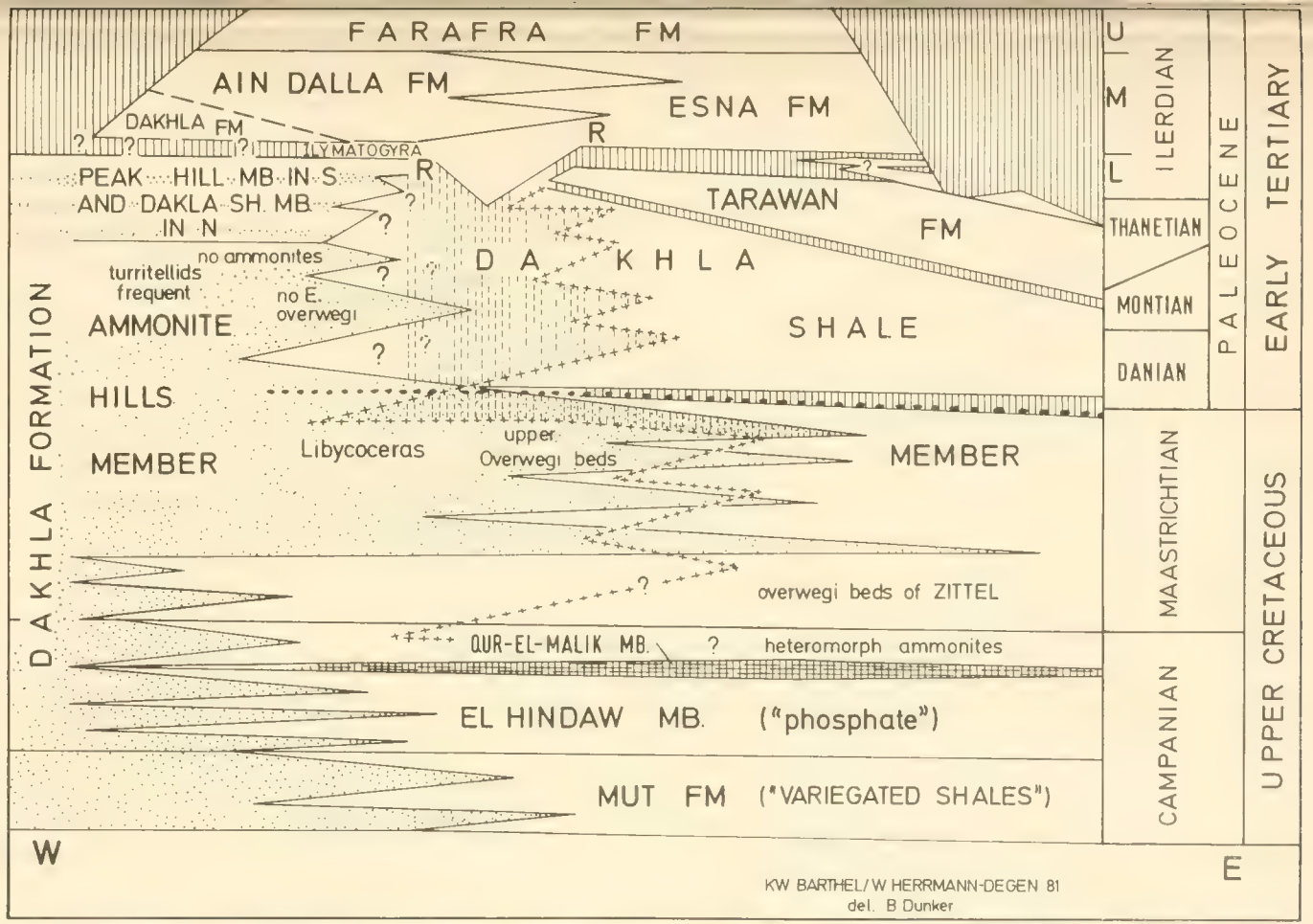


Fig. 17: Stratigraphic correlation chart. It is important to know that the Ain-Dalla - Farafra units at the top of the chart are projected into one plane with the Sand Sea to Dakhla units of the lower part of the chart. The westward interdentations of Tarawan Fm., which in Farafra depression replaces Dakhla Fm., are indicated by a line of crosses. Hiatus are presented by widely spaced vertical lines that become interrupted when hiatus exist only in the N.

Farafra Formation (Farafra Limestone)
Figs. 11–17

Farafra limestone was introduced by R. Said in 1960 (Micropaleontology, **6:** 227–286) as an equivalent of Thebes Fm. in the E. The thick beds of massive and partly calcarenitic limestone cap the Qûss Abu Said and Ain-Maqfi sections. Marls are intercalated in the lower part of the formation, in transition to Esna Fm. Further references on Farafra Fm. may be loked for in LeRoy (1953), R. Said & Kerdani (1961) and in Youssef & Abdel-Aziz (1971). The age of Farafra Fm. is fixed to Middle Ilerdian by *Alveolina decipiens* Schwager (Hottinger, 1960, 123). Frequent alveolinids and *Nummulites* of the *deserti* de la Harpe – group indicate shallow water environment.

Residual Blocks

Between 27°30°E/27°°E and 26°30°N/27°90′N approximately, blocks of silicified limestone often litter the surface of plateaus. Badly preserved alveolines small *Nummulites* and *Operculinas* suggest that the blocks are the residue of a former cover of Farafra Fm. limestones.

Lower Oligocene ? (Qatrani Formation?)
Figs. 8, 9, 10

From the plateau NW of Bahariya Oasis Lebling (1919) described some hills consisting of sandstones covered by sandy limestones. This sequence rests on limestones of Mokattam Fm. Lebling associates them with Qatrani Fm. and, consequently, regards them to be of Lower Oligocene age.

We were surprised to find a similar sequence of sandstones and limestones forming the scarp SSE Bir-Abu-Munqar and continuing S along the road Farafra – Dakhla. These sediments, however, rest on detritic carbonate, on reddish Upper Dakhla Shales, and, further S, on clays with siltstones of the Ammonite Hill Mb. This means, on Lower Ilerdian to Late Maastrichtian substrates.

The most complete sections are located SSE of the western descent of the small pass between Farafra and Abu-Munqar depressions. 30–40 ms of fairly coarse sandstones, crossbedded with partially kaolinitic matrix, build the cliff. In parts spherules and root (?) tubes weather out. Near the top the friable sandstones occasionally are replaced by carbonates. Above the sandstones whitish to gray limestones of intertidal and freshwater origin extend over the plateau.

From kaolinitic sandstones near the base, as well as from the carbonates above, we recovered terrestric gastropods. The carbonates on top, on the other hand, also bear pholad borings. Freshwater gastropods were discovered a few ms below the rim limestones in carbonate freshwater deposits.

Following the scarp along the road to Dakhla in southern direction, we recognize a decrease of sandstone-thickness, and in some localities, moderate increase of the limestone.

The last traces of this deposits are preserved on the N summit of Qûr-el-Malik. There the 10–12 ms sequence starts with a conglomerate of residual chert nodules and other silicified sediments with *Operculina canalifera*. Above these fine breccias are followed by but a few ms of kaolinitic sandstone and another few ms of the scarp-limestones.

Fig. 8 shows a reconstruction of the situation. According to it, uplift and erosion occured, possibly during Late Paleocene. Thereafter downwarping caused a depression, that received the sandstones and the plateau-limestones.

The gastropods, mentioned above, were examined by G. Falkner (Munich): He gave us the following short account:

"The small mollusc material is, in spite of its imperfect preservation, of high interest. It comprises four apparently undescribed species of pulmonates, two freshwater snails and two land snails. Only in one case the material is sufficient to allow naming and description. With regard to the considerable age of the samples – they are dated as Lower Oligocene, perhaps even the older, but not younger – the general aspect of this faunula is quite 'modern'. It is therefore, impossible to derive, from the fossils themselves which are closely related to living forms, a more precise dating.

The samples containing molluscs have been collected at the following localities:

131180/2/Layer 4: 25 km ESE Bir Abu Munqar; foot of the escarpment S of the route Bir Abu Munqar/Farafra.

161180/1: 30 km SE Bir Abu Munqar; edge of the plateau at the escarpment NE of the route Bir Abu Munqar/Dakhla.

161180/3: 50 km SE Bir Abu Munqar; near the edge of the plateau of the escarpment N of the route Bir Abu Munqar/Dakhla.

The material has been deposited with the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich (BSP).

A. Basommatophora

1. *Radix* sp.

3 internal moulds from locality 161180/3 (BSP 1981 I 93).

The moulds are nearly complete and give a good idea of the features of the former shell. Although they represent presumably a new species, it is impossible to name and describe them, because they do not show such important characters as columellar twisting or original shape of the aperture. The spire is produced, slender and pointed, and the whorls are rather convex. The largest individual shows, at the basis of the aperture, the rest of a broadly expanded lip, a feature known in forms of seasonally filled shallow pools.

Measurements of the largest individual: Whorls 5.3, diameter (9,5) mm, height 17.5 mm, diameter of aperture (7.5) mm, height of aperture 13.0 mm (measurements in brackets are estimated).

This species fits hardly into the early tertiarian *Radix*-group, but shows much affinities to the more evolved younger *socialis*-strain. It is directly comparable with certain conchological varieties of the recent western palearctic *peregra* as well as some forms of the African *natalensis* with slender spire.

2. *Indoplanorbis bartheli* n. sp. (Fig. 18).

5 internal moulds (1 with rests of the test) from locality 161180/3 (BSP 1981 I 94–96).

Diagnosis: A fossil species of *Indoplanorbis* with slightly sunken spire, concave umbilicus with central deep pit, body whorl of mature shell on the upper side with bevel-

led and flattened edge, a sculpture of regular fine axial riblets, and, from the juvenile to the adult stage, with repeated formation of strong internal riblike barriers around the peristome (perceptable in the mould as sharp constrictions).

Description: At the juvenile age the whorls of the relatively thick shell show a rather high and slender, nearly oval cross-section, which with the growth of the shell becomes more and more flattened, reaching an upside obliquely sloping and angular shape. The moulds of juveniles have, already at a diameter of 4–5 mm, deep constrictions showing that the shell itself had a prominent labial callus around the peristome; concluding from the present material these barriers are formed up to five times at irregular intervalls.

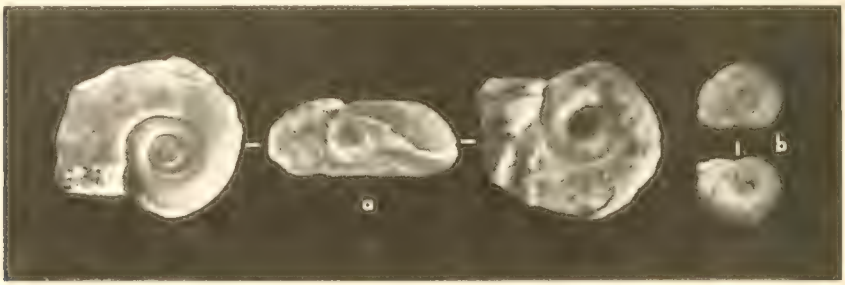


Fig. 18: *Indoplanorbis bartheli* n. sp., 2/1.
a. Holotype (BSP 1981 I 94). b. Juvenile paratype (BSP 1981 I 95). – Phot.: F. Höck.

The upper side (left side, functional lower side) is only very slightly sunken and shows a narrow suture spiral, the body whorl being on this side three times as broad as the preceeding and bluntly angled near the suture. The lower side (right side, functional upper side) is broadly concave with deeply pitted umbilical centre. The embryonic whorls in the centre of the umbilicus are hidden so that the first visible whorl appears rather thick; from this one can conclude that the very early embryonic and postembryonic growth stages show a somewhat *Bulinus*-like appearence and have no umbilicus. Only three whorls can be counted on the lower side, of which the last is well rounded and two times as broad as the preceeding. The aperture is rather steep and forms an angle of about 20° with the axis. The fragments of the test which are preserved on the holotype and the corresponding impressions in the sediment show on the lower side of the body whorl a regular sculpture of distinct fine riblets (about 12 per mm). There are no traces of spiral sculpture.

Measurements of the holotype (BSP 1981 I 94): Whorls 4.9, major diameter 12.6 mm, minor diameter 9.7 mm, height 5.4 mm, width of umbilicus 5.6 mm, height of aperture 5.4 mm, diameter of aperture 4.8 mm.

Locus typicus: Egypt, Libyan Desert; 30 km SE Bir Abu Munqar; edge of the plateau at the escarpment NE of the route Bir Abu Munqar/Dakhla.

Stratum typicum: Lower Oligocene (?) – Quatrani Formation (?); marly limestones connected with caolinitic sandstone.

Derivatio nominis: Dedicated to the memory of Prof. Dr. K. W. Barthel.

Remarks: The new species is closely related to the recent generotype *Indoplanorbis exustus* (Deshayes) and differs mainly by its sligthly smaller size, the slightly flatter shell and the somewhat finer riblets. *I. bartheli* agrees with the recent species amongst other features by the characteristic shape of the whorls with the blunt angle parallel to the suture, the formation of the lower side and umbilicus, the very steep aperture, and parti-

cularly by its sculpture of fine riblets. This confirms the generic positions in the aberrantly discoid genus *Indoplanorbis* among the generally *Physa*-like subfamily Bulininae of the Planorbidae, and excludes with some certainty a relation to conchologically similar groups of the Biomphalariinae or the Helisomatinae[2]). Other fossil forms of this genus are unknown, and an examination of the fossil planorbids in the BSP did not yield any wrongly classified species of other conchologically similar genera[3]).

The up to now monotypic genus *Indoplanorbis* has a recent distribution from Indo-China to SE Arabia, it occurs isolated on the island of Socotra, and has been introduced by man in several Indopacific localities.

Indoplanorbis belongs to the Bulininae, one of the old well established phyletic branches of the planorbids, the *Physa*-like forms of which presumably already occurred during the Jurassic (Zilch 1959: 103). It is considered to be a younger, more evolved descendant of this *Physa*-like main group, having developed the discoidal shell independently from the other planorbids (Hubendick 1955: 522). With respect to this the fossil species allows the following conclusions: (1) As in its present form *Indoplanorbis* existed already during the Lower Oligocene, the splitting point must lie before the evolution of the modern Afro-Australian *Bulinus*-group at pre-Oligocene times, and (2) the genus *Indoplanorbis* must be considered as a highly conservative one without any tendency to speciate, which agrees with the existence of only one but widespread recent species without geographical variation.

The place, where the fossils have been found is situated – in a general zoogeographical sense – on the western border of the present area of *Indoplanorbis*.

B. Stylommatophora

3. Enidae sp. 1 (cf. *Chondrula*)

1 complete internal mould embedded in the freshwater limestone from locality 161180/1 (BSP 1981 I 97).

The dextral shell has about 8.5 flat-sided whorls separated by a shallow suture, a diameter of 4.1 mm and a height of 12.0 mm; height and diameter of the aperture each measure about 3.3 mm. It seems that the peristome has been heavily calloused and the aperture was perhaps obstructed by two or three teethlike swellings of the lip. The thickened parietal wall is nearly parallel to the suture and forms a sinulus at the upper angle. The general appearance of the snail corresponds fairly well with some slender species of *Chondrula* (subfamily Chondrulinae).

---

[2]) I am indebted to C. Meier-Brook (Tübingen) and H. Schütt (Düsseldorf) who very friendly sent me valuable specimens of tropical Planorbidae for comparison.

[3]) As a casual result of this examination for example it turned out that *Planorbis subovatus* Deshays is without any doubt a genuine *Planorbarius* (subfamily Helisomatinae). – *Planorbis similis* Férussac belongs to the African group of *Biomphalaria* and is comparable to small forms of *B. pfeifferi*. – *Planorbis lincki* Schütze belongs also to *Biomphalaria* and shows affinities to *B. sudanica*.

4. Enidae sp. 2 (cf. *Paramastus* or *Chondrus*)

1 internal mould fragment of the upper whorls from locality 131180/2/Layer 4 (BSP 1981 I 98).

The dextral spire fragment has 6.7 whorls, a greatest diameter of 4.5 mm, and a height of 7.8 mm. From the mould fragment one can infer a moderately slender shell with a rather thin test and perhaps the double height of the fragment. It agrees with certain forms of the genera *Paramastus* or *Chondrus* (Subfamily Eninae).

These two enids seem to belong to two different species and show convincing conformity with recent genera of the subfamilies Chondrulinae and Eninae. The genus *Napeus* (subfamily Eninae), widespread with many fossil records in the Tertiary and actually restricted to the Macaronese Islands, and the indigenous tropical African subfamily Cerastuinae, which is known from the Lower Miocene of East Africa, can be excluded with some certainty. The genera with which the two fossils must be compared have a recent distribution centre in the northern Near East and no fossil records are hitherto known from pre-Pliocene deposits.

In spite of the uncertainties resulting from the small number and imperfect preservation of the mollusc remains, one can draw some inferences as to the former environment: the ectotype of the two freshwater species indicates seasonal fluctuations of the water body and occasional drying up of their habitats, so that they had to survive on moist mud. For example I found *Radix peregra* with broadly expanded peristome in pools that had dried up in the inundation area of the Elbe marshes at Schnackenburg. The development of the apertural ribs in the Planorbidae is certainly induced by ecological factors but the ability to form these barriers must be genetically fixed. Their evolution is presumably connected with drier climatic conditions as suggested by Watson (1954: 213) when discussing this phenomenon in *Biomphalaria*. The enids indicate corresponding terrestrial conditions. Especially the *Chondrula*-like specimen shows that this species regularly had to survive dry periods. All this leads to the assumption of a moderate warm to subtropical and semi-humid to semi-arid climate with an open landscape."

Identical sandstones as those described above overlie Farafra Fm. at the SW corner of Qûss-Abu-Said.

Sandy to carbonatic fissure fillings associated to fissure breccias are encountered fairly often in plateau-forming limestones of Paleocene and Eocene age. The fissure fillings are thought to be connected with the events that led to the accumulation of the Lower Oligocene sandstone – limestone series.

Relations between structural pattern and stratigraphy

Figs. 16, 17

We are well aware that over the area initially indicated and with time limited by logistic problems, we can present a rather coarse stratigraphic grid only. It is, however, the first attempt to go beyond the scope of R. Said (1962). Though numerous details on the geology of the oases have been added since (cf. pp. 147 ff.), none of the publications reaches the impact of R. Said's work.

Our major contribution to the Late Cretaceous/Early Tertiary stratigraphy consists of an outline of facies variations beyond the oases, along the Gilf-el-Kebir spur, i. e., the western margins of Dakhla Basin (Fig. 5).

Dakhla Basin primarily was filled by Paleozoic sandstones and by "Nubian" sediments deposited in a sandy deltaic plain, occasionally flooded by the sea (Barthel & Böttcher 1978).

Thus, at the end of the "Nubian" sedimentation, Dakhla Basin had only weak relief. From the Campanian and especially from Mid-Maastrichtian onwards two major features seem to determine sedimentation:

1. Gilf-el-Kebir N spur and
2. Bahariya-Arch.

The Gilf-el-Kebir spur continues to act as source of clastic material throughout the Late Maastrichtian and the Paleocene. The peak of sand deposition was reached during the Ammonite Hills Mb. sedimentation. This was possibly a time of general uplift, effective at least until the close of the Thanetian which also may have caused the elevation of the area between Bir-Abu-Munqar and Qûr-el-Malik.

The origin of reefs and back-reef oolites at that time, along the Gilf-el-Kebir spur (cf. Terry & Williams 1969) fit in this picture. According to our findings, the Nile Valley structures presented by Youssef (1968, fig. 1) show parallel features further west. The structural trends exhibited by the course of the Nile Valley are a *compound* of the Dead Sea and Gulf of Suez trends. In the W these trends are repeated exactly by the uplift-axes of the oases: Bahariya/Farafra and Kharga axes follow the Dead Sea alignment, while the stretch between Bir-Abu-Munqar and NW Dakhla repeats the Gulf of Suez direction. The structure mentioned last is marked by thick Lower Oligocene (?) sediments (cf. Fig. 8). Still another Gulf of Suez lineament runs between Bahariya Oasis and El-Minya. The age for the Nile Valley structures was assumed to be Paleocene which would match the time of the movements in the oasis structures.

The entire structural development is thought to have happened in the course of the pre-rift uplift phase during the origin of the Red Sea. Following these considerations further we come to conclude that these tectonic events must have been also responsible for the origin of the oases. The sequence of events suggested is: 1. pre-rift updoming caused local uplift on top of basement faults; 2. erosion and downwarping, subsequent to gravity sliding along the basement faults as the rift opened; 3. downwarping caused depressions partly filled with thick Lower Oligocene (?) sediments.

In the course of those structural events a maximum differentiation of facies resulted in Mid-Ilerdian times. Some of those facies diversities continued into the Mid-Ilerdian along the Gilf-el-Kebir spur, with Ain-Dalla Fm. and the Ilymatogyra-facies which both are western equivalents of Esna Fm.

The second major structural element, the Bahariya-Arch, remains rather stable during the Campanian and Maastrichtian. Fairly thin sediments are found as one approaches the Bahariya center of uplift (= Bahariya Oasis). At the SW end of the arch (Farafra Oa-

sis), Tarawan Fm. ("Chalk") is very thick, interfingering in the S with Dakhla Fm. In the N the Campanian share of sedimentation of Tarawan Fm. is represented by Hefhuf Fm. Hiatus mark the transition from Tarawan to the subsequent Esna Fm. (Thanetian [?] to Mid-Ilerdian). In the N, Tarawan Fm. replaces both, the western Ain-Dalla Fm. and the eastern Esna Fm.

When complete, the sections are topped by Farafra Fm. (late Mid-Ilerdian) all over the northern part of the area of investigation.

Perhaps it should be added that at the SE margin of Dakhla Basin, S of Baris, sedimentation shows the strong influence of the Nubian platform (cursory personal observation). This region, however, is not considered here, as it demands an extensive separate study.

Acknowledgements

The entire venture was made possible through the financial support of Deutsche Forschungsgemeinschaft.

In Egypt we are very much obliged to Prof. Dr. El M. Shazly, head of the Nuclear Materials Commission and his staff, especially Mr. Murcy (M.Sc.) who accompanied us on most of the field trips.

In addition we wish to thank Dr. C. Squyres, President of Conoco's Cairo branch, for generous support while in the field and in Cairo Dr. B. Yonge of Conoco supplied data, while Mr. W. Willmann proved a patient and most experienced guide during part of our campaign in the Sand Sea.

We are indebted to Profs. Dr. A. I. Kenawy and Dr. H. A. Soliman, Department of Geology of Asiyut University, for their liberal hospitality at these institutions.

Profs. Dr. R. Said's and Dr. E. Klitzsch's advice and discussions are much appreciated.

For their help in stratigraphical problems, counter-checks of our fossil determinations, and specialists contribution, we owe thanks to Profs. Dr. H. Hagn, Dr. D. Herm, Dr. A. v. Hillebrandt, to Dr. H. J. Gregor and Dr. Z. Lewy, as well as to Messrs. G. Falkner and St. Schaal.

While working in the field and at the Berlin Institute Prof. Dr. H. Kallenbach, Messrs. R. Bisewski, R. Böttcher, W. Dominik, Dr. U. Thorweihe were most cooperative and never tired in their efforts to support us in every way they could.

As in the 1977 and 1979 campaigns J. Schmid joined our team. Once more he deserves high praise for taking care of the vehicles and mastering the camps.

Last not least we gratefully mention Mrss. S. Boog, B. Dunker, E. Kubig, Messrs. B. Kleeberg, K. Nikoleit and B. Wischnewski, whose technical and manual skills were essential in preparing the mansucript.

Literature

ABBASS, H. L. & HABIB, M. M. (1969): Stratigraphy of West Mawhoub Area, Southwestern Desert, Egypt. – Bull. Inst. Desert. Egypte, **19**, 2: 47–107.

AWAD, G. H. & GHOBRIAL, M. G. (1966): Zonal Stratigraphy of the Kharga Oasis. – Ministry of Industry, General Egyptian Organisation for Geological Research and Mining, Geological Survey, Paper No. **34**, 77 pp., Cairo.

AWAD, G. H., NAIM, E. M. & ABDOU, H. F. (1964): The Campanian-Maastrichtian Boundary and the Phosphate Series. – Bull. Fac. Sci. Alexandria University, **6**: 257–270.

BALL, J. & BEADNELL, H. J. L. (1903): Baharia Oasis: Its topography and geology. – Survey Department, Public Works Ministry, Egypt, 84 pp.

BARAKAT, M. G. & ABDEL HAMID, M. L. (1974): Subsurface Geology of Farafra Oasis, Western Desert. – Egypt. J. Geol., **17**, 2: 97–110.

BARR, F. T. (1968): Late Cretaceous planktonic foraminifera from the coastal area east of Susa (Apollonia), north-eastern Libya. – J. Paleont., **42**, 2: 308–321.

BARR, F. T. (1972): Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. – Micropaleontology, **18**, 1: 1–46, New York.

BARTHEL, K. W. & BÖTTCHER, R. (1978): Abu Ballas Formation (Tithonian/Berriasian; Southwestern Desert, Egypt) a significant lithostratigraphic unit of the former "Nubian Series". – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 153–166.

BEADNELL, H. J. L. (1901 a): Farafra Oasis: Its topography and geology. – Survey Department, Public Works Ministry, Geological Survey Report, 1899, pt. **III**, 39 pp., Cairo.

BEADNELL, H. J. L. (1901 b): Dakhla Oasis: Its topography and geology. – Survey Department, Public Works Ministry, Geological Survey Report, 1899, pt. **IV**, 107 pp., Cairo.

BEALL, A. O. jr. & SQUYRES, C. H. (1980): Modern frontier exploration strategy, a case history from Upper Egypt. – Oil & Gas Journal, 106–110.

BENJAMINI, Ch. (1980): Planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Avedat Group (Eocene) in the northern Negev, Israel. – J. Paleont., **54**, 2: 325–358.

BENJAMINI, Ch. & ZILBERMANN, E. (1979): Late Eocene Coral Reefs of the Western Negev, Israel. – Israel J. Earth-Sci., **28**: 42–46.

BERGGREN, W. A. (1971 a): Tertiary boundaries and correlations. – In: Funnel & Riedel: Micropaleontology of the oceans, 693–809.

BERGGREN, W. A. (1971 b): Multiple phylogenetic zonations of the Cenozoic based on planktonic foraminifera. – Proc. II. Planktonic Conf., Roma, **1**: 41–56.

BLANCKENHORN, M. (1921): Ägypten. – Handbuch der regionalen Geologie, **7**, Abt. 9, 244 pp., Heidelberg, Winter Verlag.

BOLLI, H. M. (1957): The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene – Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. Sudies in Foraminifera. – U.S. Nat. Mus. Bull., **215**: 61–81.

CAUS, E., HOTTINGER, L. & TAMBAREAU, Y. (1980): Plissement du "septal flap" et système de canaux chez *Dariesina*, foraminifères. – Eclogae geol. Helvetiae, **73**: 1045–1069.

DALBIEZ, F. (1955): The genus *Globotruncana* in Tunisia. – Micropaleontology, **1**: 161–171.

EL NAGGAR, Z. R. (1966 a): Stratigraphy and classification of Type Esna Group of Egypt. – Bull. American Assoc. Petrol. Geologists, **50**, 7: 1455–1477.

EL NAGGAR, Z. R. (1966 b): Stratigraphy and planctonic foraminifera of the Upper Cretaceous – Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu-Region, Nile Valley, Egypt, V.A.R. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol. Suppl., 2.

HERMINA, M. H. (1968): Geology of the North-Western Approaches of Kharga. – General Egyptian Organisation for Geological Research and Mining. Geological Survey, Paper No. **44**, 88 pp., Cairo.

HERMINA, M. H., GHOBRIAL, M. G. & ISSAWI, B. (1961): The Geology of the Dakhla Area. – Ministry of Industry, Geol. Survey Mineral Res. Dept., 33 p., Cairo.

HARPE, DE LA, P. (1883): Monographie der in Ägypten und in der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. – Palaeontographica, **30**, 3, 6: 156–216.

HERM, D. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental. – Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abh., N. F., Heft **104**: 9–119.

HERRMANN-DEGEN, W. (1980): Eine Hexactinelliden-Faunula aus dem "Chalk" (Maastricht ?, Paleozän) Südwest-Ägyptens. – Berl. geowiss. Abh., A, **24**: 1–29.

HILLEBRANDT, A. VON (1965): Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. – Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abh., N. F., Heft **123**: 5–62.

HILLEBRANDT, A. VON (1974): Bioestratigrafía del paleogeno en el sureste de España (Provincias de Murcia y Alicante). – Cuad. Geol., **5**: 135–153, Univ. de Granada.

HINTE, J. E. VAN (1965): The type Campanian and its planktonic foraminifera. – K. Nederl. Akad. Wetensch., Proc., Ser. B, **68**, 1: 8–28.

HOTTINGER, L. (1977): Foraminifères operculiniformes. – Mém. Mus. Nat. d'Hist. Naturelle, N. S., Sév. G., **40**, 159 pp.

HOTTINGER, L. (1960): Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. – Mém. Suiss. Paléont., 75/76, 234 pp.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H. (1960): Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. – Eclogae geol. Helvetiae, **53**, 1: 453–479.

ISSAWI, B. (1972): Review of Upper Cretaceous – Lower Tertiary Stratigraphy in Central and Southern Egypt. – Bull. American Assoc. Petrol. Geologists, **56**, 8: 1448–1463.

KENAWY, A. I., SOLIMAN, H. A. & FARIS, M. (1976): Newly recorded agglutinated foraminifera from the Qusseir Shales in Gebel Duwi and Abu Had, Eastern Desert, Egypt. – Acta Mineral. – Petr., Szeged, **22**: 311–337.

KLITZSCH, E. (1979): Zur Geologie des Gilf-Kebir Gebietes in der Ostsahara. – Clausth. Geol. Abh., **30**: 113–132.

KLITZSCH, E., HARMS, J. C., JEJAL-NICOL, A. & LIST, F. K. (1978): Major Subdivisions and Depositional Environments of Nubia Strata, Southwestern Egypt. – Bull. American Assoc. Petrol. Geologists, **63**, 6: 967–974.

KOCH, W. VON (1968): Zur Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Oberkreide und des Alttertiärs von Jordanien. – Geol. Jb., **85**: 627–668.

LEBLING, C. (1919): Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. III. Forschungen in der Baharia Oase und anderen Gegenden Ägyptens. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., **29**, 44 pp.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1957): Planktonic Foraminifera of Paleocene and Early Eocene age from the Gulf and Atlantic coastal plains. – U.S. Nat. Mus. Bull., **215**: 173–198.

LEROY, L. W. (1953): Biostratigraphy of the Ain Maqfi Section, Egypt. – Geol. Soc. America, Memoir **54**, 73 pp.

LEWY, Z. (1967): Some Late Campanian Nostoceratid Ammonites from Southern Israel. – Israel Journal of Earth-Sciences, **16**: 165–173.

LEWY, Z. (1969): Late Campanian Heteromorph Ammonites from Southern Israel. – Israel Journal of Earth-Sciences, **18**: 109–135.

LUTERBACHER, H. (1964): Studies in some *Globorotalia* from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. – Eclogae Geol. Helvetiae, **57**, 2: 631–730.

LUTERBACHER, H. (1975): Planktonic foraminifera of the Paleocene and Early Eocene, Passagno section. – Schweiz. Paläont. Abh., **97**: 57–68.

MCGOWRAN, B. (1968): Reclassification of Early Tertiary Globorotalia. – Micropaleontology, **14**: 179–198.

OMARA, S., HERMIDA, I. & SANAD, S. (1970): Structure and hydrogeology of Farafra Oasis, Western Desert, U.A.R. – 7th Arab. Petrol. Congr., Kuwait, Vol. 2, 65 (B-3), 15 pp.

PESSAGNO, E. A. (1967): Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from western Gulf Coastal Plain. – Paleontographica Americana, **5**: 245–445.

POSTUMA, J. A. (1971): Mannal of planktonic foraminifera. – Elsevier Publishing Company: 420 pp.

QUAAS, A. (1902): Beitrag zur Kenntnis der Fauna der obersten Kreidebildungen der libyschen Wüste (Overwegi-Schichten und Blättertone). – Palaeontographica, **30**, 2: 147–338.

SAID, R. (1961): Tectonic Framework of Egypt and its influence on Distribution of Foraminifera. – Bull. American Assoc. Petrol. Geologists, **45**, 2: 198–218.

SAID, R. & KERDANY, M. T. (1961): The Geology and Micropaleontology of the Farafra Oasis, Egypt. – Micropaleontology, **7**, 3: 317–336.

SAID, R. (1962): The Geology of Egypt. – Elsevier Publ. Co. 377 pp., New York.

SAID, R. & SABRY, H. (1964): Planktonic foraminifera from the type locality of the Esna Shale in Egypt. – Micropaleontology, **10**, 3: 375–395.

SCHWAGER, C. (1883): Die Foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der libyschen Wüste und Ägyptens. – Palaeontographica, **30**, 3, 6: 80–153.

SMITH, C. C. & PESSAGNO, A. E. (1973): Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Maastrichtian), North-Central Texas. – Cushm. Found. Foram. Res. Spec. Pub., **12**: 1–68.

STAINFORTH, R. M., LAMB, J. L., LUTERBACHER, H., BEARD, J. H. & JEFFORDS, R. M. (1975): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. – Univ. Kansas Paleont. Contr. Article **62**, 425 pp.

TERRY, C. E. & WILLIAMS, J. J. (1969): The Idris "A" Bioherm and Oilfield, Sirte Basin, Libya – its Commercial Development, Regional Paleocene Geologic Setting and Stratigraphy. – The Exploration for Petroleum in Europe and North Africa, Inst. of Petrol. London (Elsevier), 31–48.

TZUR, Y. & SAFRIEL, U. N. (1978): Vermetid Platforms as Indicators of Coastal Movements. – Israel Journal of Earth-Sciences, **27**: 124–127.

WANNER, J. (1902): Die Fauna der obersten weißen Kreide der libyschen Wüste. – Palaeontographica, **30**, 2: 90–151.

YOUSSEF, M. (1968): Structural pattern of Egypt and its interrelation. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geologists, **54**, 2: 601–614.

YOUSSEF, M. & ABDEL-AZIZ, W. (1971): Biostratigraphy of the Upper Cretaceous – Lower Tertiary in Farafra Oasis, Libyan Desert, Egypt. – Symposium on the Geology of Libya, Fac. Sci. Univ. Libya, 227–249.

ZITTEL, K. A. (1880): Über den geologischen Bau der libyschen Wüste. – Festrede öffentl. Sitz. K. b., Akad. Wiss. München, 20. März 1880, Verl. d. K. Akademie, München.

ZITTEL, K. A. (1883): Die Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Ägypten. – Palaeontographica, **30**, 3, 6: I-CXLVII.

Literature cited in the contribution by G. FALKNER

BROWN, D. S. (1980): Freshwater snails of Africa and their medical importance. – London (TAYLOR & FRANCIS).

FORCART, L. (1940): Monographie der türkischen Enidae (Moll., Pulm.). – Verh. naturf. Ges. Basel, **51** (1): 106–263, 3 Taf., Basel.

HUBENDICK, B. (1955): Phylogeny in the Planorbidae. – Trans. zool. Soc. London, **28** (6): 453–542; London.

Jickeli, C. F. (1874): Fauna der Land- und Süsswasser-Mollusken Nord-Ost-Afrika's. – Nova Acta kais. Leop.-Carol. dtsch. Akad. Naturf., **37** (1), 350 pp., 11 Taf.; Dresden.

Watson, H. (1954): The genus Biomphalaria and its relations to other Planorbidae. – Rev. Zool. Bot. Afr., **49** (3/4): 209–220; Brüssel.

Wenz, W. (1923–1930): Gastropoda extramarina tertiaria. – Fossilium Catalogus. Berlin.

Zilch, A. (1959–1960): Gastropoda, Euthyneura. – Handbuch der Paläozoologie, **6** (2). Berlin (Borntraeger).

Anhang

Tafel 1 bis 15

1

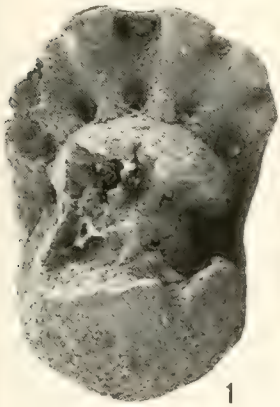
2

SCHAIRER, G. & K. W. BARTHEL: Cephalopoden von Laisacker.

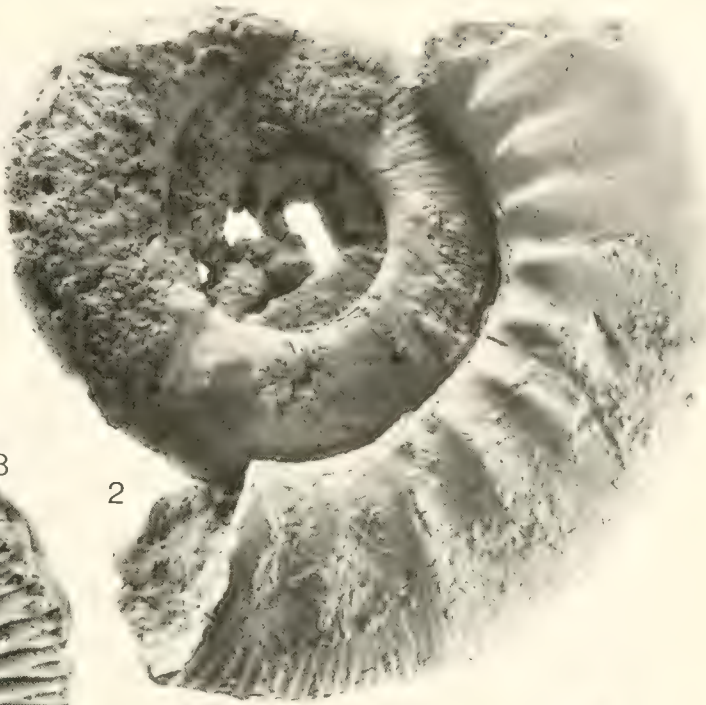
Tafel 2

1
2
3 b
a

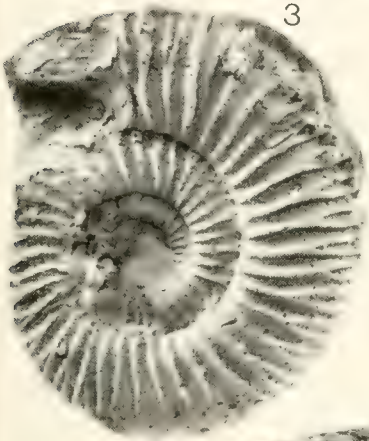
SCHAIRER, G. & K. W. BARTHEL: Cephalopoden von Laisacker. Tafel 4



1



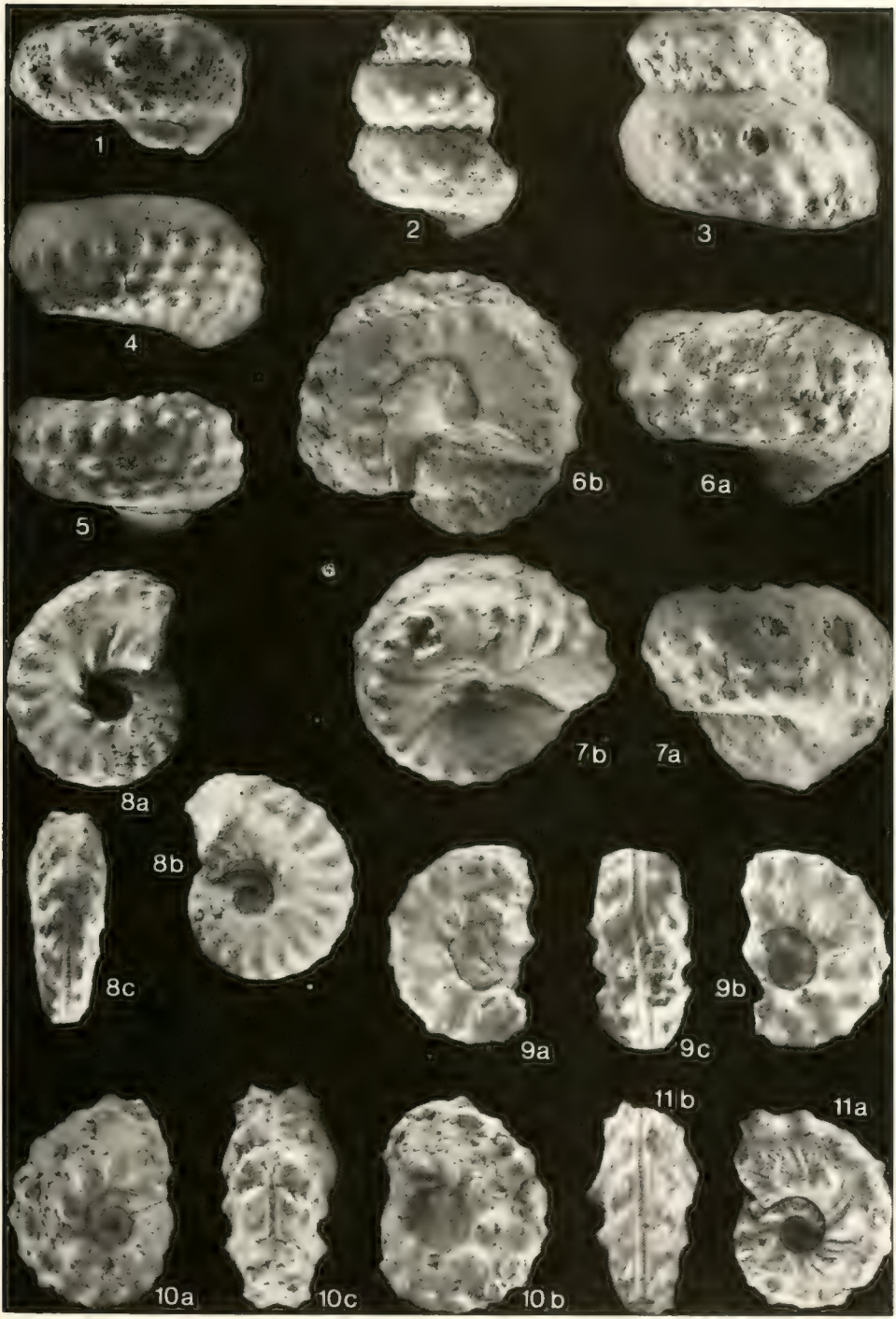
2

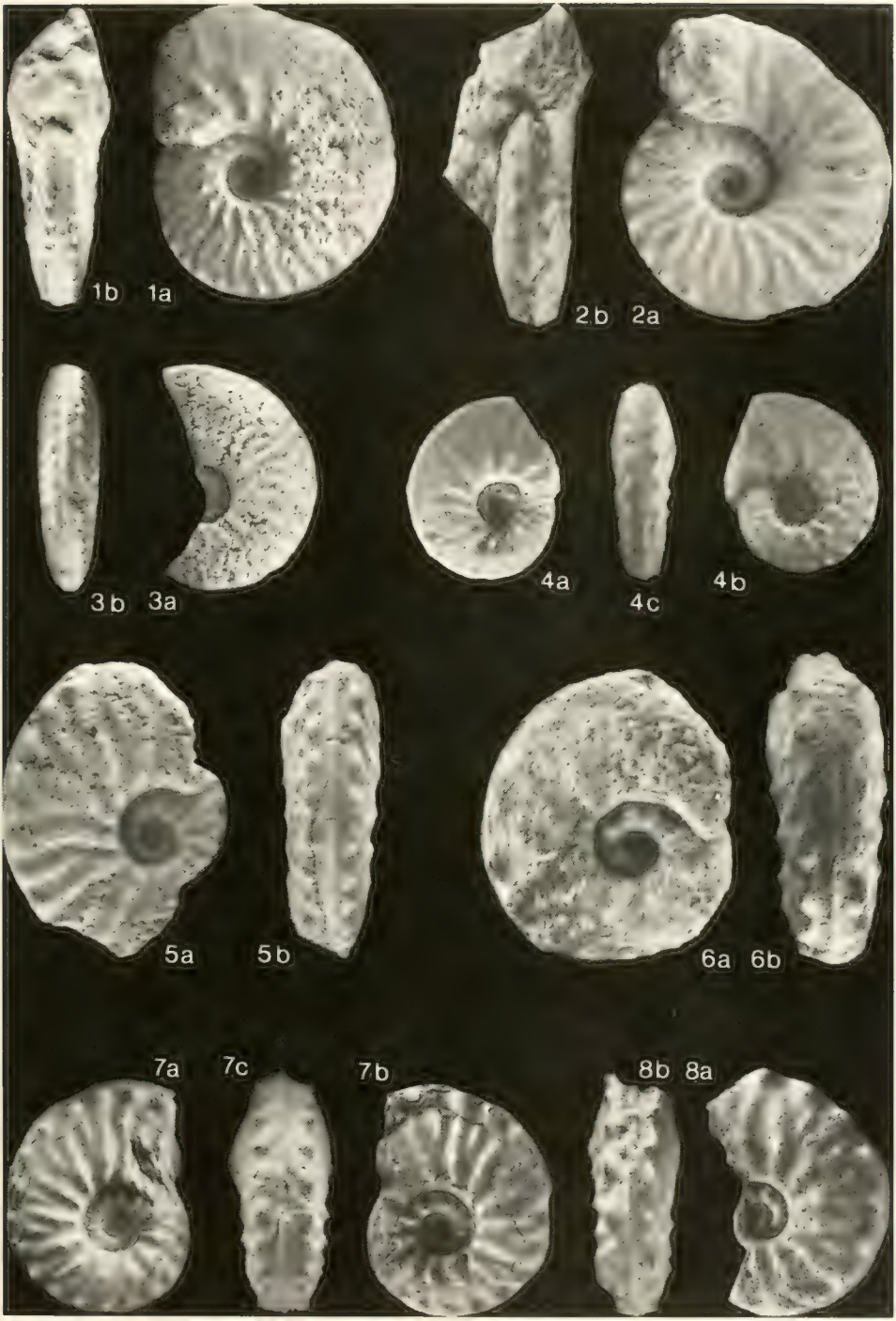


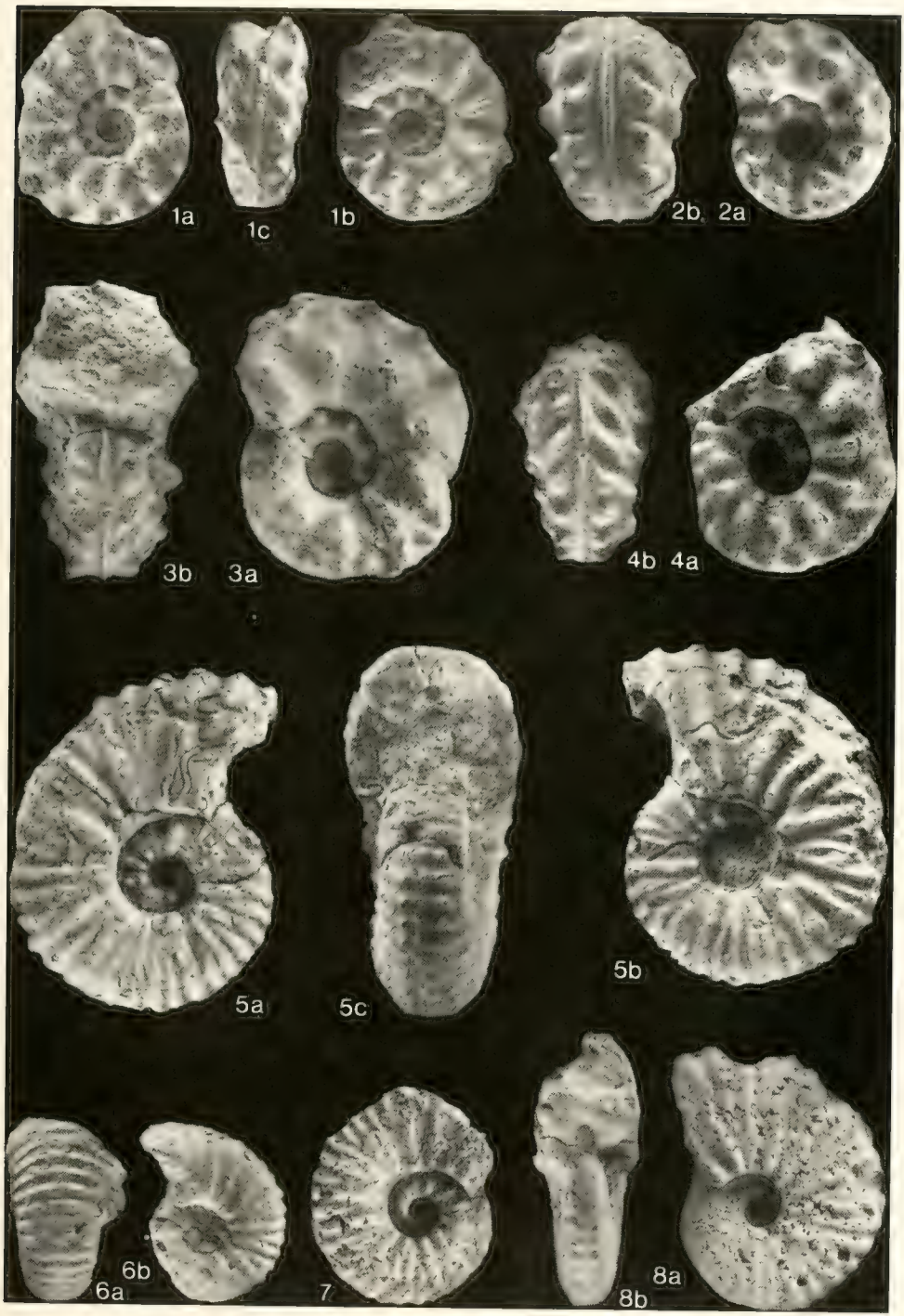
3

4

5

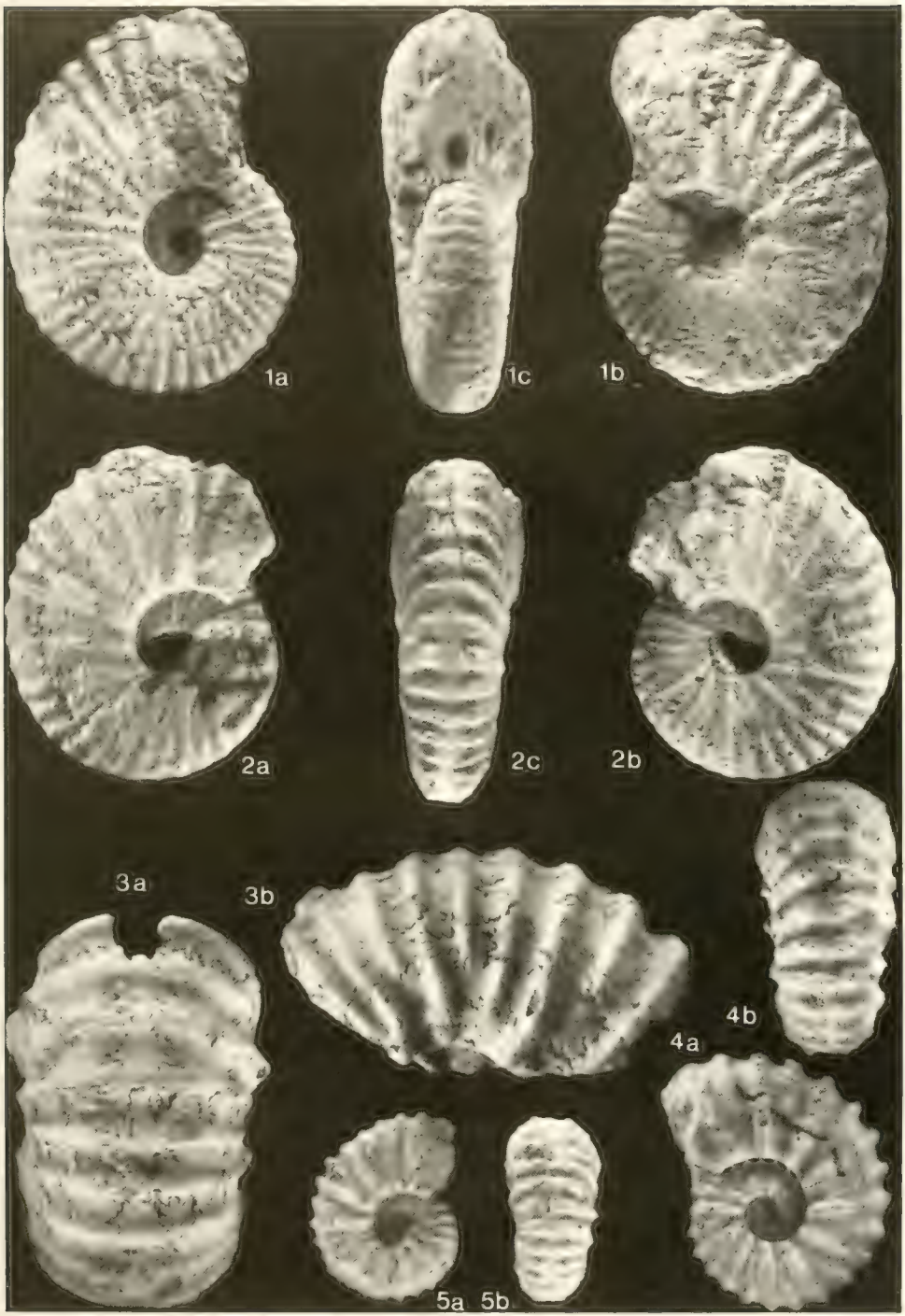

1
2
3
4
5
6b
6a
7b
7a
8a
8b
8c
9a
9b
9c
10a
10c
10b
11b
11a

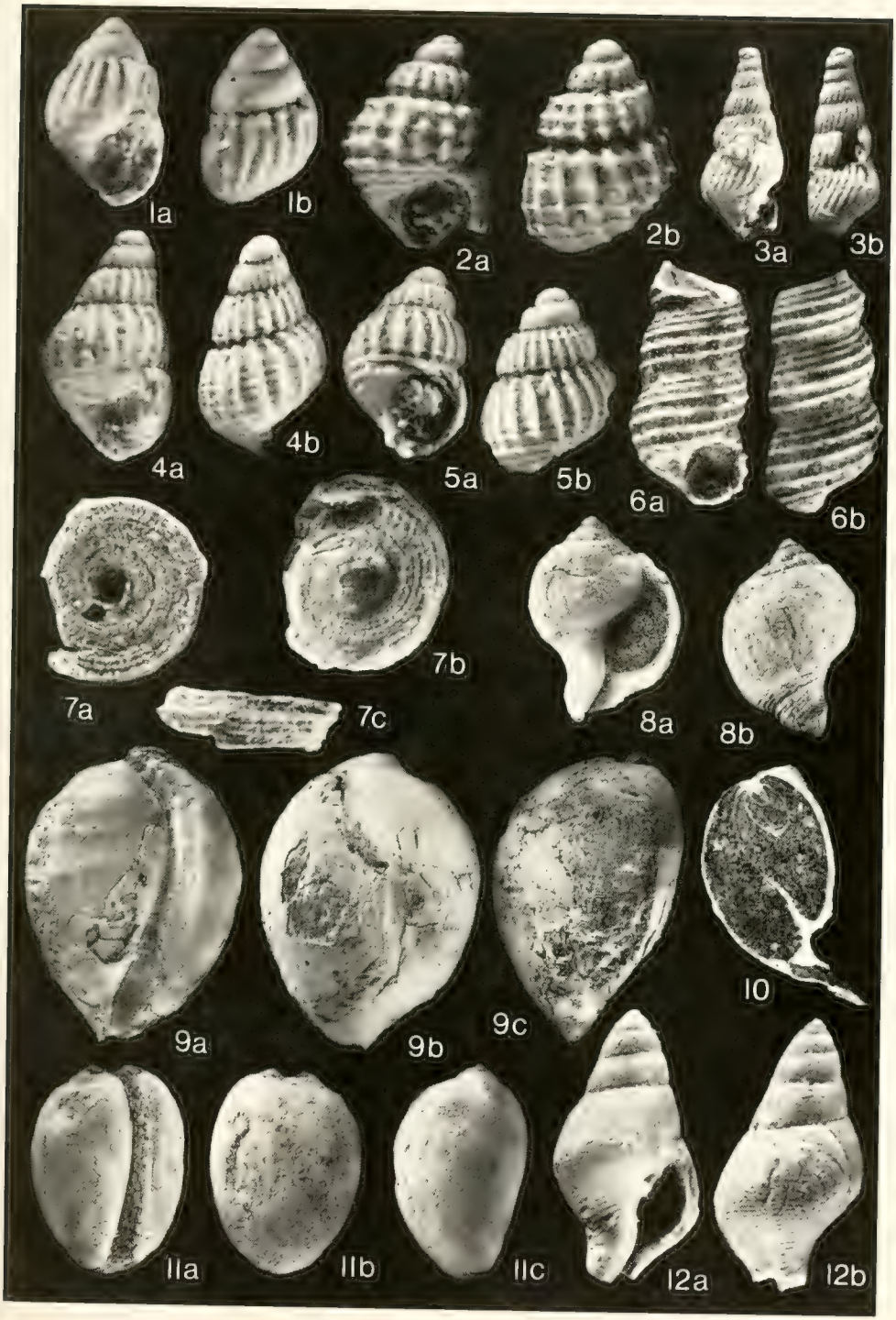

1b 1a
2b 2a
3b 3a
4a
4c
4b
5a
5b
6a 6b
7a
7c
7b
8b 8a

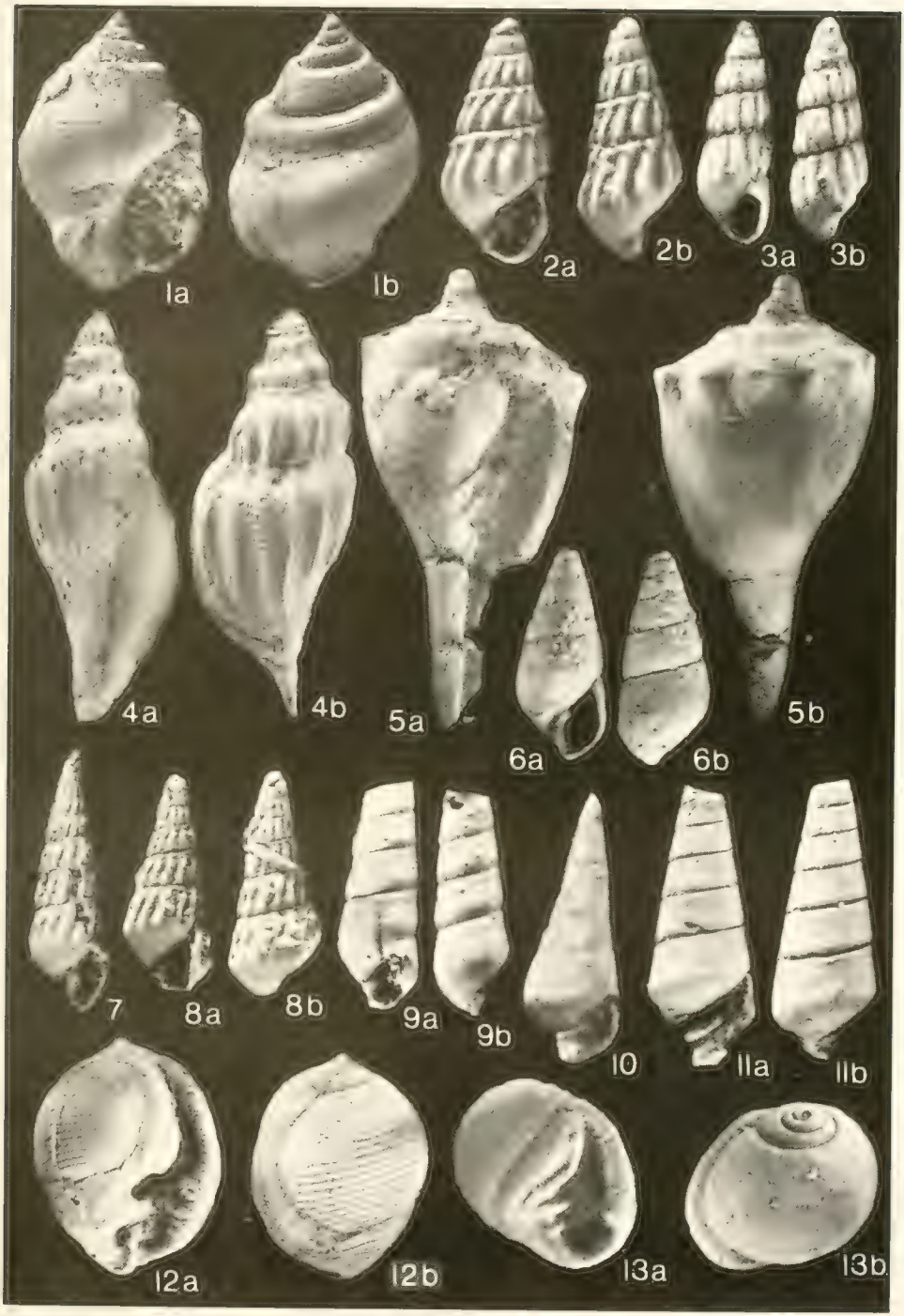


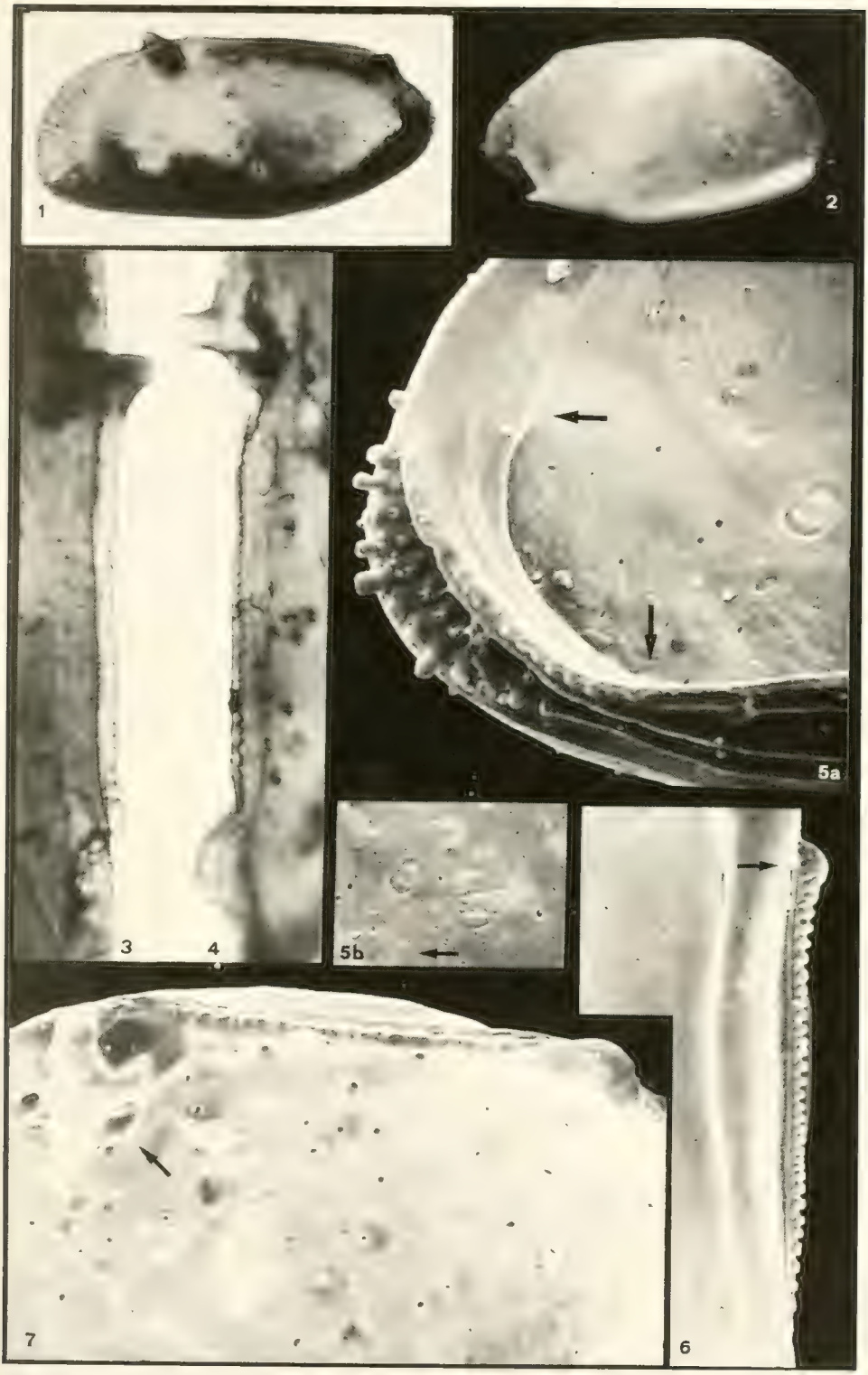
SEYED-EMAMI, K. & A. A. ARYAI: Ammoniten von Nordostiran

Tafel 8


1a
1c
1b
2a
2c
2b
3a
3b
4b
4a
5a 5b

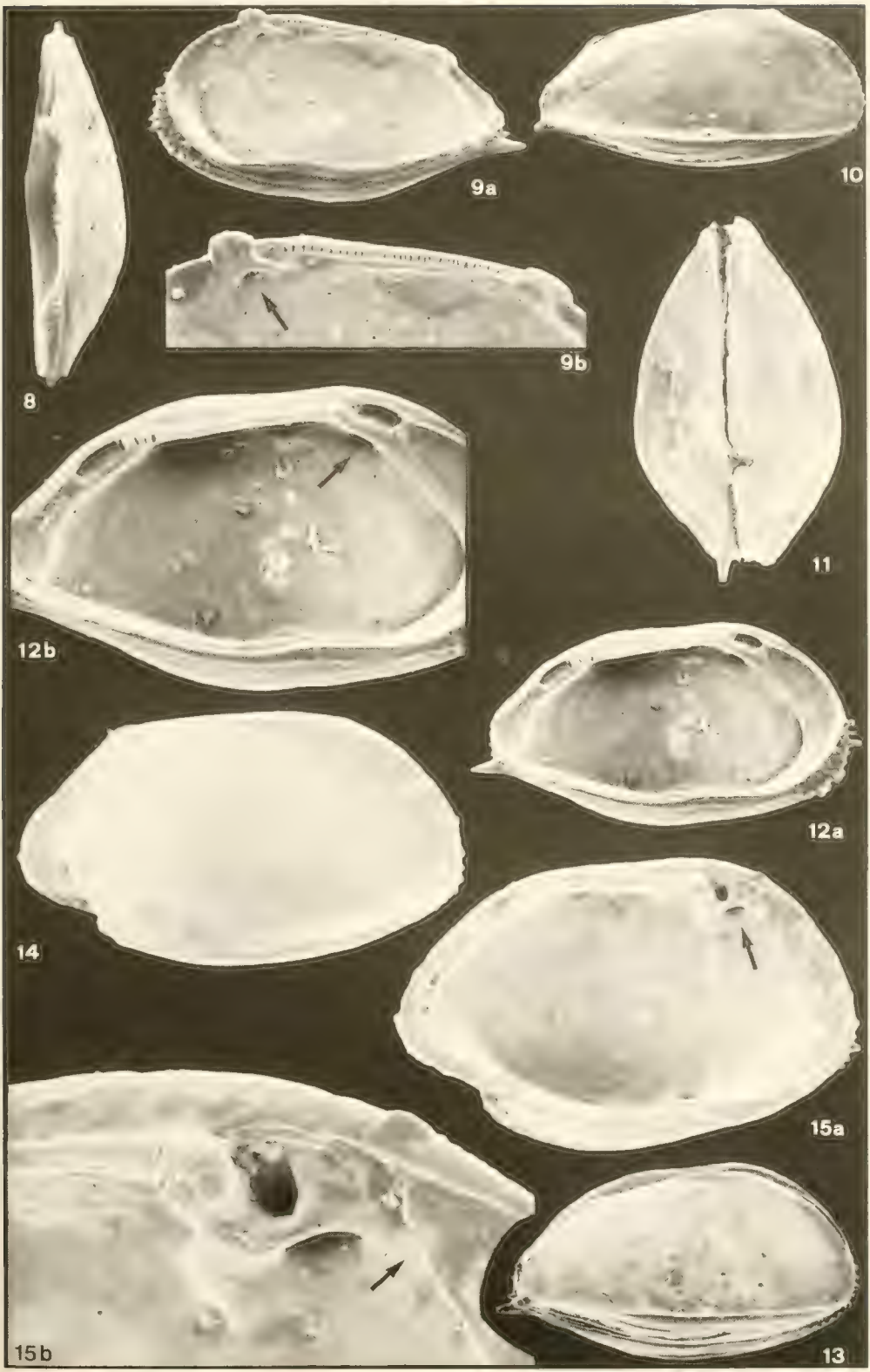

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
7c
8a
8b
9a
9b
9c
10
11a
11b
11c
12a
12b

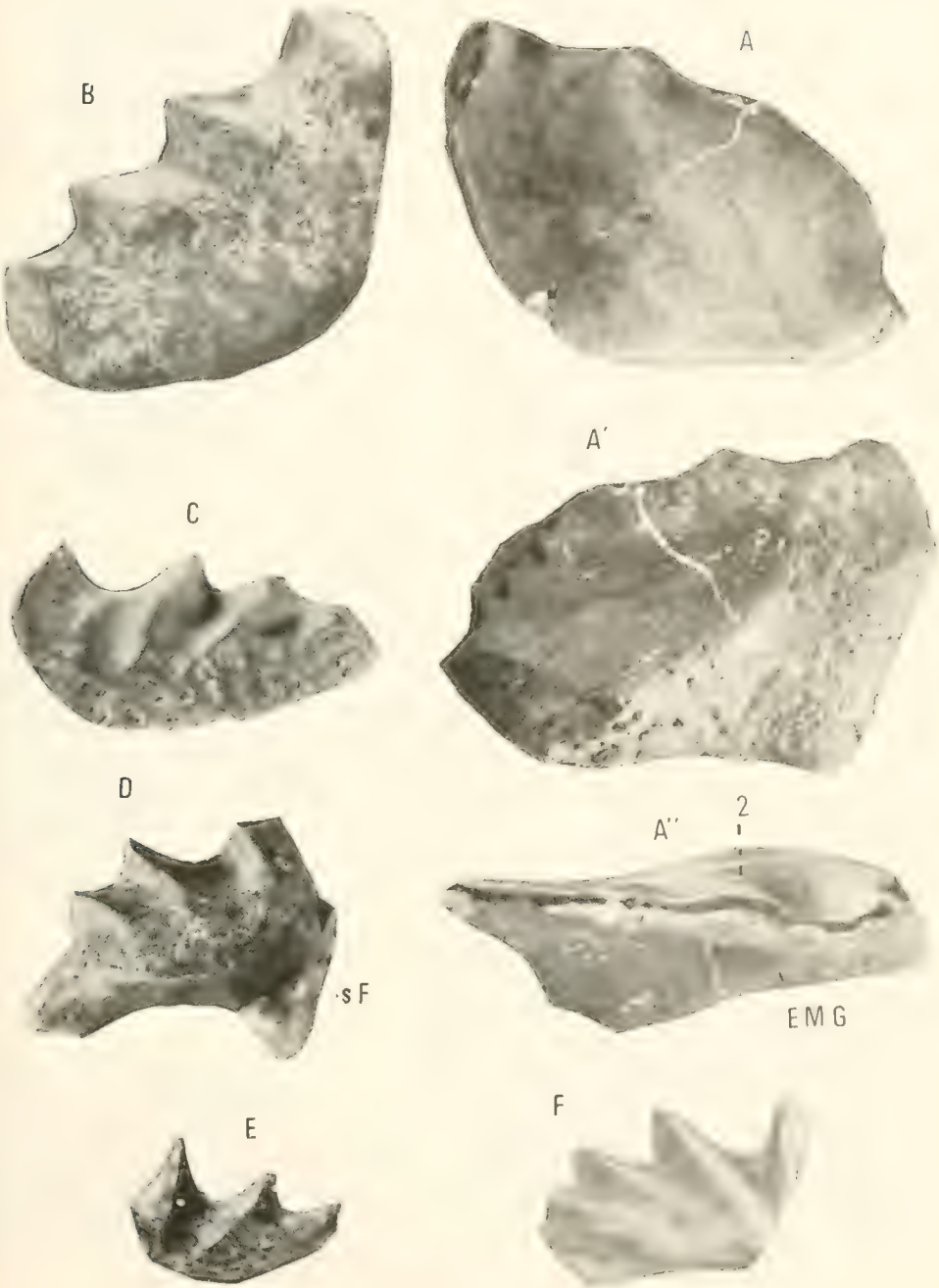

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
6a
6b
5b
7
8a
8b
9a
9b
10
11a
11b
12a
12b
13a
13b



MALZ, H.: *Yajimaina* n. gen.

Tafel 12


9a
10
9b
8
11
12b
12a
14
15a
15b
13



MARTIN, M.: *Ceratodus* aus der ägyptischen Kreide.

Tafel 14

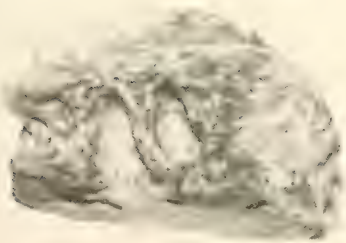
1

2

3

6

4



5

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, 8262 Altötting
ISSN 007-2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

QE
701
M96
NH

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 22

INHALT

KARL WERNER BARTHEL † 3

BOSSCHA ERDBRINK, DIRK PIETER: A fossil antelope from the locality K 2 East of Marägheh, N. W. Iran (Plates 11–12) 103

DEHM, RICHARD: Jungpleistozäne Elefanten-Funde am südbayerischen Alpenrand 113

DEMATHIEU, GEORGES & FRIEDRICH LEITZ: Wirbeltier-Fährten aus dem Röt von Kronach (Trias, Nordost-Bayern) (Tafel 5–9) 63

FÖRSTER, REINHARD & KAZEM SEYED-EMAMI: First occurence of *Eryma bedelta* (QUENSTEDT) (Crustacea, Decapoda) from the Aalenian of Iran 41

HAGN, HERBERT: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee) (Tafel 13–15) 117

HAGN, HERBERT: Geröllchen alpiner Tiefsee-Gesteine in schwäbischer Hafnerkeramik. Ein Beitrag zur Keramikforschung zwischen Iller und Lech (Tafel 16) 157

HAGN, HERBERT, BURGER-GALLOTH, INGRID & WOLFGANG POLZ: Schwamm-Spiculae als Bestandteil agglutinierter Wohnröhren von Anneliden aus dem Ottnang des Kaltenbach-Grabens NE Miesbach (Subalpine Molasse, Oberbayern) (Tafel 3–4) 47

HEISSIG, KURT: Ein Edentate aus dem Oligozän Süddeutschlands 91

HEISSIG, KURT: Kleinsäuger aus einer obermiozänen (Vallesium) Karstfüllung Ägyptens (Tafel 10) 97

NORDSIECK, HARTMUT: Zur Stratigraphie der neogenen Fundstellen der Clausiliidae und Triptychiidae Mittel- und Westeuropas (Stylommatophora, Gastropoda) 137

SCHAIRER, GERHARD & SEYED-ALI YAMANI: Die Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg, Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Allgemeine Übersicht 9

TRAUB, FRANZ: Eine neue paleozäne Sepiide aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg (Tafel 2) 35

YAMANI, SEYED-ALI: Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Pteriomorpha I (Tafel 1) 19

München, 31. Dezember 1982

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	22	174 S.	16 Taf.	München, 31. 12. 1982

ISSN 0077–2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 22

INHALT

KARL WERNER BARTHEL † 3

BOSSCHA ERDBRINK, DIRK PIETER: A fossil antelope from the locality K 2 East of Marāgheh, N. W. Iran (Plates 11–12) 103

DEHM, RICHARD: Jungpleistozäne Elefanten-Funde am südbayerischen Alpenrand 113

DEMATHIEU, GEORGES & FRIEDRICH LEITZ: Wirbeltier-Fährten aus dem Röt von Kronach (Trias, Nordost-Bayern) (Tafel 5–9) 63

FÖRSTER, REINHARD & KAZEM SEYED-EMAMI: First occurence of *Eryma bedelta* (QUENSTEDT) (Crustacea, Decapoda) from the Aalenian of Iran 41

HAGN, HERBERT: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee) (Tafel 13–15) 117

HAGN, HERBERT: Geröllchen alpiner Tiefsee-Gesteine in schwäbischer Hafnerkeramik. Ein Beitrag zur Keramikforschung zwischen Iller und Lech (Tafel 16) 157

HAGN, HERBERT, BURGER-GALLOTH, INGRID & WOLFGANG POLZ: Schwamm-Spiculae als Bestandteil agglutinierter Wohnröhren von Anneliden aus dem Ottnang des Kaltenbach-Grabens NE Miesbach (Subalpine Molasse, Oberbayern) (Tafel 3–4) 47

HEISSIG, KURT: Ein Edentate aus dem Oligozän Süddeutschlands 91

HEISSIG, KURT: Kleinsauger aus einer obermiozänen (Vallesium) Karstfüllung Ägyptens (Tafel 10) .. 97

NORDSIECK, HARTMUT: Zur Stratigraphie der neogenen Fundstellen der Clausiliidae und Triptychiidae Mittel- und Westeuropas (Stylommatophora, Gastropoda) 137

SCHAIRER, GERHARD & SEYED-ALI YAMANI: Die Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg/Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Allgemeine Übersicht 9

TRAUB, FRANZ: Eine neue paleozäne Sepiide aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg (Tafel 2) 35

YAMANI, SEYED-ALI: Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Pteriomorpha I (Tafel 1) 19

München, 31. Dezember 1982

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	22	174 S.	16 Taf.	München, 31. 12. 1982

ISSN 0077–2070

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 3–7 | München, 31. 12. 1982

KARL WERNER BARTHEL

1928–1981

Werner Barthel

Am 13. Oktober 1981 ist Herr Professor Dr. rer. nat. Karl Werner Barthel im Alter von 53 Jahren plötzlich und völlig unerwartet gestorben. Die Geowissenschaften und besonders die Paläontologie haben mit ihm einen sehr vielseitigen Wissenschaftler von hohem internationalen Ansehen, viele Kollegen einen hochgeschätzten Mitarbeiter und Freund verloren.

Werner Barthel wurde am 15. 9. 1928 in Fürstenfeldbruck geboren. Seine Jugendzeit verbrachte er hauptsächlich in Süddeutschland, aber auch einige Zeit in Berlin. 1948 legte er am Theresiengymnasium in München die Reifeprüfung ab. Die Studienwahl fiel ihm nicht schwer, da sein Hauptinteresse schon frühzeitig den Naturwissenschaften, besonders der Biologie und Geologie galt. Deshalb begann er im Sommersemester 1949 das Studium der Paläontologie und

Geologie an der Universität München. Im Juli 1953 legte er die Diplomprüfung ab. Bereits in der Diplomarbeit beschäftigte er sich mit dem Nördlinger Ries, das auch Gegenstand seiner 1955 abgeschlossenen Dissertation war. Diese Arbeiten führte er am Institut für Paläontologie und historische Geologie, München, durch, an dem er ab 1. 3. 1955 als wissenschaftliche Hilfskraft tätig war. Am 15. 2. 1956 wechselte er als wissenschaftlicher Assistent zur im gleichen Hause befindlichen Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie über. Über die Stellungen als Museumsassessor und Konservator wurde er 1965 zum Oberkonservator ernannt.

Nach seiner 1969 erfolgten Habilitation wurde Werner Barthel am 1. 1. 1970 als wissenschaftlicher Rat und Professor an das Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin berufen, an dem er bis zu seinem Tode tätig war.

In seiner wissenschaftlichen Tätigkeit ergab sich aus den Arbeiten im Ries die Beschäftigung mit der Stratigraphie des oberen Malm der Südlichen Frankenalb und besonders seiner Ammoniten-Fauna. Bei der Fortsetzung dieser Arbeiten kamen als weiterer Schwerpunkt die Solnhofener Plattenkalke hinzu. Grundlegende Arbeiten publizierte er vor allem über die Neuburger Bankkalke, unter anderem in seiner 1969 vorgelegten Habilitationsschrift. Aus der intensiven Beschäftigung mit diesen Gebieten ergaben sich auch umfangreiche populärwissenschaftliche Zusammenfassungen über das Ries (1964/65) und Solnhofen (1978). Über diesen regionalen Rahmen hinausgehend, beteiligte er sich intensiv an der Diskussion um die Jura/Kreide-Grenze.

Die Breite seines Wissens und Tätigkeitsfeldes wurde schon frühzeitig belegt durch zahlreiche weitere Arbeiten. Sie ergaben sich einerseits durch seine Aufgaben in der Bayerischen Staatssammlung und andererseits aus seinem aktiven Interesse für die allgemeine Paläontologie und Grenzbereichen zur Sedimentologie. Mehrfach bearbeitete er von Kollegen aus außereuropäischen Ländern mitgebrachte Faunen, häufig ohne direkt als Autor in Erscheinung zu treten.

Die Beschäftigung mit den Jurariffen führte zu einem zunehmenden Engagement für die biologisch-sedimentologische Erforschung rezenter Riffe. Er wurde deshalb ein begeisterter Forschungstaucher. In den letzten Jahren erschloß er im Rahmen der Vorbereitung eines Sonderforschungsbereiches der DFG gemeinsam mit Berliner Kollegen ein neues Arbeitsgebiet in Ägypten. Obwohl viele Pläne durch seinen vorzeitigen Tod unvollendet bleiben mußten, konnte er dennoch wichtige Ergebnisse bereits publizieren. Diese Arbeiten trugen wesentlich zur Grundlegung des Sonderforschungsbereiches bei und werden durch zahlreiche Schüler fortgesetzt.

Durch sein umfangreiches Wissen, seine Aufgeschlossenheit gegenüber wissenschaftlichen und persönlichen Fragen und seine ausgeprägten didaktischen Fähigkeiten wurde er schon in München ein geschätzter Berater der Studenten und Betreuer von Diplom- und Doktorarbeiten. Dieser enge Kontakt zu einem wachsenden Schülerkreis, für den er immer ansprechbar war, verstärkte sich noch im Rahmen seines Lehramtes in Berlin. Die Breite seiner Interessen- und Wissensgebiete ermöglichten ihm dabei ein weitgefächertes Vorlesungsangebot. Kontaktfreudigkeit und menschliches Entgegenkommen machten ihn zu einem beliebten Gesprächspartner im Kollegenkreis und zu einem geschätzten Mitarbeiter in der Selbstverwaltung.

Außerhalb der Universität hat er sich besonders für die Gründung eines naturwissenschaftlichen Museums im Westteil Berlins eingesetzt. Er war Mitbegründer und Vorsitzender eines Fördervereins, der für dieses Ziel sehr aktiv wirbt.

Die Kollegen, Schüler und Freunde Werner Barthels haben ebenso wie die Wissenschaft durch seinen frühzeitigen Tod einen nicht ersetzbaren Verlust erlitten.

A. von Hillebrandt
J. Stiefel

Publikationen von Karl Werner Barthel

1. 1956 Neuere Erfahrungen mit Polyester bei präparativen Arbeiten. – Zusammen mit H. HAGN. – Paläont. Z., **30** (3/4): 207–212, 1 Taf.; Stuttgart.
2. 1957 Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. – Geologica Bavarica, **32:** 64 S., 10 Abb., 1 geol. Karte; München.
3. 1957 Zwei seltene Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Beta. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105:** 220–230, 1 Taf., 1 Abb.; Stuttgart.
4. 1958 Eine marine Faunula aus der mittleren Trias von Chile. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **106:** 352–382, 2 Taf., 1 Abb.; Stuttgart.
5. 1959 Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras.* – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **108:** 47–74, 2 Taf., 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
6. 1961 Zum Alter der Riffkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1:** 23–24; München.
7. 1961 Hubert G. Schenk †. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1:** 25–26; München.
8. 1962 Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., NF, **105:** 30 S., 5 Taf., 5 Abb.; München.
9. 1962 Über ein neues, montiertes Skelett von Halitherium schinzi KAUP (Sirenia). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **2:** 65–68, 1 Taf.; München.
10. 1963 Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **3:** 27–33, 1 Taf., 2 Abb., 1 Tab.; München.
11. 1964 Die Verteilung der Cephalopoden in den Neuburger Bankkalken, ihr Vergleich mit der Ammonitenfauna von St. Concors und kurze Bemerkungen zum Zonenbegriff. – Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962. – Vol. of „Comptes Rendus et Mémoires" herausgegeben vom Inst. grand-ducal, Sect. Sci. nat., phys., math.: 513–517; Luxembourg.
12. 1964 Das Ries und sein Werden. Eine geologische Skizze. Band 1. – 55 S., 3 Taf., 15 Abb., 1 Tab.; Öttingen (Fränk.-Schwäb. Heimatverlag).
13. 1964 Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **4:** 37–69, 4 Taf., 1 Abb.; München.
14. 1965 Das Ries und sein Werden. Die Gesteine und Versteinerungsformen des Rieses. Band 2. – 107 S., 14 Taf., 7 Abb., 3 Tab.; Öttingen (Fränk.-Schwäb. Heimatverlag).
15. 1965 Die Untersuchung der Neuburger Bankkalke – Ein Zwischenbericht. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **5:** 185–188; München.
16. 1965 Le Crétacé inférieur de la région est du Bassin à Molasse. – Mém. Bureau Rech. Géol. et Min., **34,** Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon 1963): 769–777, 1 Abb.; Paris.
17. 1966 Zur Stratigraphie der Jura/Kreide-Grenzschichten in Mitteleuropa. – Z. dt. geol. Ges., **115** (2/3): 861–863; Hannover.
18. 1966 Mounting a skeleton of *Smilodon californicus* BOVARD. – Curator, **9:** 119–124, 2 Abb.; New York.
19. 1966 Concentric marks: current indicators. – J. Sed. Petrology, **36:** 1156–1162, 7 Abb.; Tulsa.
20. 1966 zus. mit F. CEDIEL, O. F. GEYER & J. REMANE: Der subbetische Jura von Cehegín (Provinz Murcia, Spanien). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6:** 167–211, 4 Abb., 3 Tab.; München.
21. 1967 *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) im Fränkischen Jura. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1967** (4): 193–194, 2 Abb.; Stuttgart.
22. 1968 Kleine Historie des Naturmuseums. – Kultur. Monatsschr. „du", **28.** Jg. 12: 996–997, 8 Taf.; Zürich (L. Stunzi).
23. 1969 Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., NF, **142:** 174 S., 14 Taf., 39 Abb.; München.
24. 1970 zus. mit V. JANICKE: Aptychen als Verdauungsrückstand. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970** (2): 65–68, 1 Abb.; Stuttgart.
25. 1970 On the deposition of the Solnhofen lithographic limestone (Lower Tithonian, Bavaria, Germany). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **135:** 1–18, 4 Taf., 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
26. 1971 zus. mit V. JANICKE & G. SCHAIRER: Untersuchungen am Korallenriffkomplex von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (unteres Untertithon, Bayern). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1971** (1): 4–23, 10 Abb.; Stuttgart.

27. 1971 Stratigraphic problems: Reference sections, the Tithonian and the Jurassic/Cretaceous boundary. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1971** (9): 513–516; Stuttgart.
28. 1972 The genesis of the Solnhofen lithographic limestone (Low. Tithonian): further data and comments. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1972** (3): 133–145, 4 Abb.; Stuttgart.
29. 1972 zus. mit W. BARTH: Palecologic specimens from the Devonian of Bolivia. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1972** (10): 573–581, 5 Abb.; Stuttgart.
30. 1972 The Upper Jurassic (Tithonian) coral – bearing facies – complex in southeastern Germany. – Proc. Symp. Corals and Coral Reefs, 1969, Mar. bio. Ass. India: 81–86, 2 Abb.; Cochin.
31. 1973 zus. mit J. R. GEYSSANT: Additional Tethydian ammonites from the lower Neuburg formation (Middle Tithonian, Bavaria). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (1): 18–36, 5 Abb.; Stuttgart.
32. 1973 zus. mit J. REMANE & A. ZEISS: Das Jura/Kreide-Grenzproblem: Empfehlung der stratigraphischen Subkommission für die Jura- und Kreide-Systeme der Bundesrepublik Deutschland. – Newsl. Stratigr., **2** (3): 163–168; Leiden.
33. 1974 Zur Jura/Kreide-Grenze. – Coll. Jurass. Luxembourg 1967, Mém. BRGM, **75,** 1971: 293–294; Luxembourg.
34. 1974 *Limulus:* a Living Fossil. Horseshoe Crabs Aid Interpretation of an Upper Jurassic Environment (Solnhofen). – Die Naturwissenschaften, **61:** 428–433, 6 Abb.; Heidelberg.
35. 1974 Black pebbles, fossil and recent, on and near coral islands. – Proc. Intern. Coral-Reef Symp., **2,** Great Barrier Reef Committee: 395–399, 5 Abb.; Brisbane.
36. 1974 Middle Tithonian faunal relations between the northern marginal Tethys and the „boreal" provinces. – Akad. Nauk/CSSR, Geol. Inst., 67–73, Moskau.
37. 1975 *Isterites,* gen. nov. (Ammonitina). – J. Paleont., **49** (2): 426; Tulsa.
38. 1975 The Neuburg area (Bavaria, Germany) as a prospective reference region for the Middle Tithonian. – Coll. sur la limite Jurass., Crét. Lyon-Neuchatel, Sept. 1973, Mém. BRGM, **86:** 332–336, 2 Abb., 2 Tab.; Paris.
39. 1976 Coccolithen, Flugstaub und Gehalt an organischen Substanzen in Oberjura-Plattenkalken Bayerns und Südost-Frankreichs. – Eclogae geol. Helv., **69** (3): 627–639, 4 Taf., 2 Abb.; Basel.
40. 1977 Fossilien freiätzen. Kunstharze in der Präparation. – Mineralien-Magazin, **1977** (6): 306–310, 6 Abb.; Stuttgart.
41. 1977 A spur and groove system in Upper Jurassic coral reefs of southern Germany. – Proceedings, Third Internat. Coral Reef Symp., Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami: 201–208, 4 Abb.; Miami.
42. 1977 zus. mit G. SCHAIRER: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisakker bei Neuburg a. d. Donau. II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17:** 103–113, 2 Taf., 2 Abb.; München.
43. 1977 zus. mit G. SCHAIRER: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisakker bei Neuburg a. d. Donau. III. *Pseudaganides, Pseudonautilus (Bavarinautilus)* n. subgen. (Nautiloidea). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17:** 115–124, 2 Taf., 3 Abb.; München.
44. 1978 Solnhofen. Ein Blick in die Erdgeschichte. – 393 S., 80 Taf., 50 Abb.; Thun/Schweiz (Ott).
45. 1978 zus. mit R. FÖRSTER: On recent and fossil *Thalassina* (Decapoda, Crustacea) and their burrows. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (5): 291–306, 9 Abb.; Stuttgart.
46. 1978 Tauchen mit Hammer und Bergschuh. Die Jurariffe und ihre Fossilien. – Mineralien-Magazin, **1978** (5): 305–310, 11 Abb.; Stuttgart.
47. 1978 zus. mit D. HELMCKE & A. v. HILLEBRANDT: Über Jura und Unterkreide aus dem Zentralgebirge Irian Jayas (Indonesien). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (11): 674–684; Stuttgart.
48. 1978 zus. mit G. SCHAIRER: Das Alter einiger Korallenriff- und Stotzenkalke des Oberjura entlang der Donau in Bayern. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 11–27, 2 Taf., 1 Abb.; München.
49. 1978 zus. mit R. BOETTCHER: Abu Ballas Formation (Tithonian/Berriasian; Southwestern Desert, Egypt) a significant lithostratigraphic unit of the former "Nubian Series". – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 153–166, 2 Taf., 6 Abb.; München.
50. 1979 Standard section of Neuburg Formation, Middle Upper Tithonian, Bavaria, Germany. – Symposium „Sédimentation jurassique Weuropéen", A. S. F., Publication spéciale No. **1:** 193–195, 1 Tab.; Paris.
51. 1979 zus. mit D. JABLONSKI: Solnhofen Formation. – Aus: Encyclopedia of Earth Sciences, **7:** The Encyclopedia of Paleontology, 757–764, 12 Abb.; Stroudburg (Dowden, Hutchinson & Ross).

52. 1979 Paläontologische Untersuchungen in Ägypten. – Sitz.-Ber. Ges. Naturforsch. Freunde Berlin, N. F., **19:** 44–48, 1 Abb.; Berlin.
53. 1979 zus. mit G. SCHAIRER: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisakker bei Neuburg a. d. Donau. IV. *Aspidoceras* (Ammonoidea). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19:** 13–26, 2 Taf., 4 Abb.; München.
54. 1980 Auf den Spuren Zittels. Fossiliensuche in der ägyptischen Wüste. – Mineralien-Magazin, **1980** (6): 272–279, 12 Abb.; Stuttgart.
55. 1980 Gedanken zu einem naturwissenschaftlichen Bildungszentrum in Berlin. – Berliner Geowiss. Abh., Sonderheft: 14–21; Berlin.
56. 1980 zus. mit G. SCHAIRER: Zur Verbreitung von *Idoceras balderum* (OPPEL) (Ammonoidea, oberstes Unterkimmeridge) im südlichen Fränkischen Jura. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 11–15, 1 Taf., 1 Abb.; München.
57. 1981 zus. mit W. HERRMANN-DEGEN: Late Cretaceous and Early Tertiary Stratigraphy in the Great Sand Sea and its SE Margins (Farafra and Dakhla Oases), SW Desert, Egypt. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21:** 141–182, 18 Abb.; München.
58. 1981 zus. mit G. SCHAIRER: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisakker bei Neuburg a. d. Donau. V. *Torquatisphinctes, Subplanites, Katroliceras, Subdichotomoceras, Lithacoceras* (Ammonoidea, Perisphinctidae). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21:** 3–21, 5 Taf., 4 Abb., München.
59. (im Druck) *Lithophaga obesa* (PHILIPPI) reef dwelling and cementing pelecypod – a survey of its boring. – Proc. IV. Internat. Coral Reef Symposiums, Manila 1981.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	22	9–17	München, 31. 12. 1982

Die Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg/Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb)

Allgemeine Übersicht

Von Gerhard Schairer & Seyed-Ali Yamani*)

Mit 5 Abbildungen

Kurzfassung

Aus dem Steinbruch von Biburg wird das Vorkommen eines kleinen Schwammstotzens mit angrenzender Schichtfazies (oberes Oberoxford) beschrieben. Es ist durch seinen großen Faunenreichtum, insbesondere an Brachiopoden, Cephalopoden, Bivalven und Dekapoden neben Poriferen, bemerkenswert. In einer Liste wird eine vorläufige Übersicht über die Zusammensetzung der Fauna gegeben.

Abstract

A small sponge-algal "patch reef" from the late Oxfordian of the southwestern Frankenalb, Bavaria, was studied to characterize the occurrence, preservation, systematics and paleoecology of an unusual abundant epifaunal (benthonic) community. It is dominated by brachiopods and cephalopods, moreover bivalves, decapods and silicious sponges. In this first part the geological and geographic setting is described and a preliminary list of the fauna and its distribution in and around the bildup is given.

Einleitung

Der kleine Steinbruch von Biburg – Markt Nennslingen (Blatt Thalmässing 6933, 1:25000, R 4440050 H 5432850) (Abb. 1,2) fiel, im Vergleich zu gleichaltrigen Vorkommen der Fränkischen Alb, durch den Faunenreichtum an einem kleinen Schwammstotzen von ca. 3 m horizontaler und ca. 4 m vertikaler Erstreckung auf. Der Bruch wurde Anfang der 60er Jahre zur Gewinnung von Gesteinsmaterial für die Flurbereinigung angelegt und in den letzten Jahren gänzlich verfüllt. Im Mai 1980 konnte mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen eines faunistisch-palökologischen Forschungsvorhabens eine Grabung in dem interessantesten Teil des Aufschlusses durchgeführt werden, der den Schwammstotzen mit angrenzender Schichtfazies erschloß (Abb. 2).

*) Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung fur Paläontologie und historische Geologie; Dr. S.-A. Yamani, Institut fur Paläontologie und historische Geologie der Universität; Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

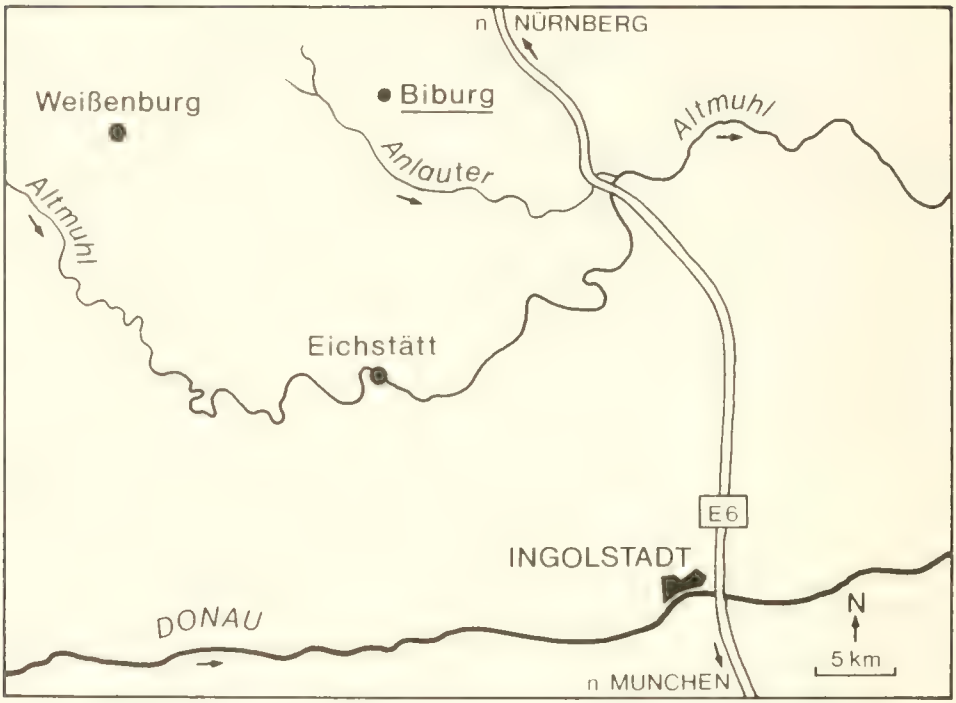


Abb. 1: Geographische Lage des Steinbruchs von Biburg.

Abb. 2: Steinbruch von Biburg. Aufnahme von Westen.

Die Zielsetzung der Untersuchungen erfordert eine detaillierte Übersicht über die Fauna und Fazies. Dazu wurde, den Aufschlußverhältnissen entsprechend, ein Bereich von 7–8 m Länge, 4–5 m Höhe und 1–2 m Tiefe erfaßt. Beiderseits des Schwammstotzens wurden 2 Profile markiert (A: südlich, B: nördlich des Stotzens), die jeweils in 2 Abschnitte (a: stotzenfern, b: stotzennah) untergliedert und Bank für Bank abgebaut wurden. Beim Abbau wurden die Fossilien in Zähllisten erfaßt und das taxonomisch verwertbare Material geborgen. Für die mikrofazielle Untersuchung wurden 3 Profile (A, B und Stotzenbereich) lückenlos beprobt. Zusätzlich wurden im Zuge des Abbaus orientierte Faziesstücke entnommen.

Fur die Finanzierung des Forschungsvorhabens mochten wir der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken. Danken mochten wir auch den Herrn Prof. Dr. D. Herm, Dr. R. Förster und K. Dossow, Bayerische Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie, Herrn F. Pfeil, Institut fur Palaontologie und historische Geologie der Universitat, Munchen, der Zentralstelle fur Photogrammetrie und Fernerkundung, München (Leitung Prof. Dr. J. Bodechtel), der Gemeindeverwaltung Nennslingen und Familie Spiegel-Thom fur ihre Unterstützung bei der Grabung und der Durchfuhrung des Programms. Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie, Munchen unter der Inventar-Nr. 1980 XXX aufbewahrt.

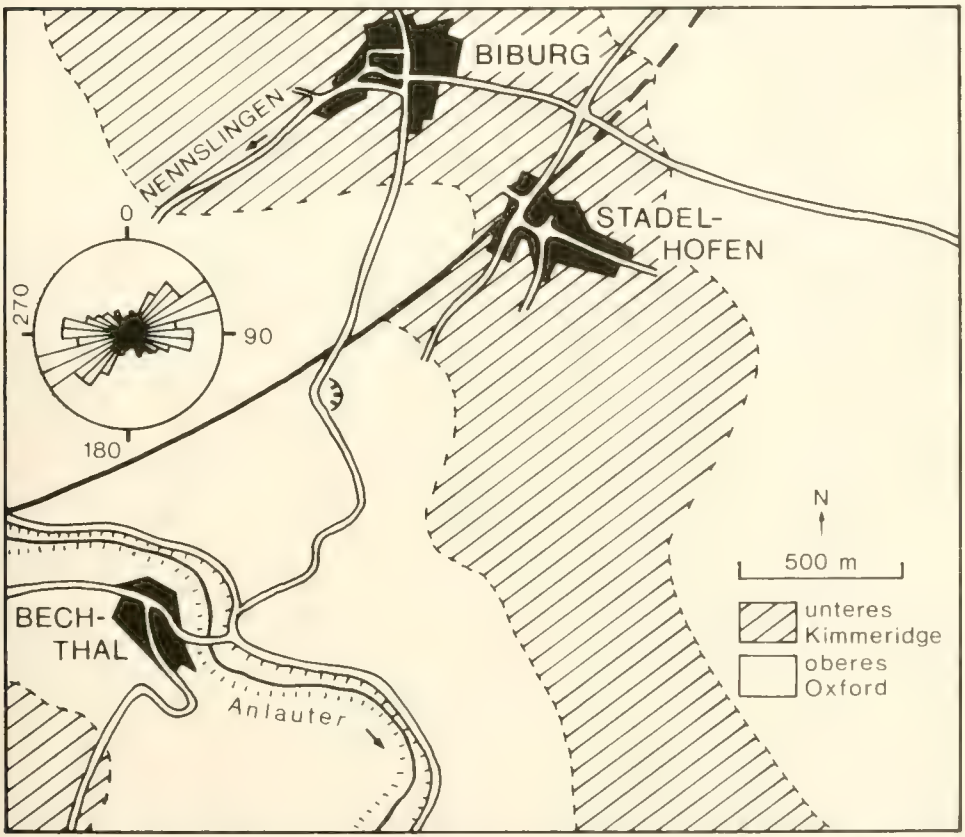


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Umgebung des Steinbruchs von Biburg (abgedeckt). Die Kluftrose stellt die Kluftrichtungen im Steinbruch dar (234 Kluftmessungen).

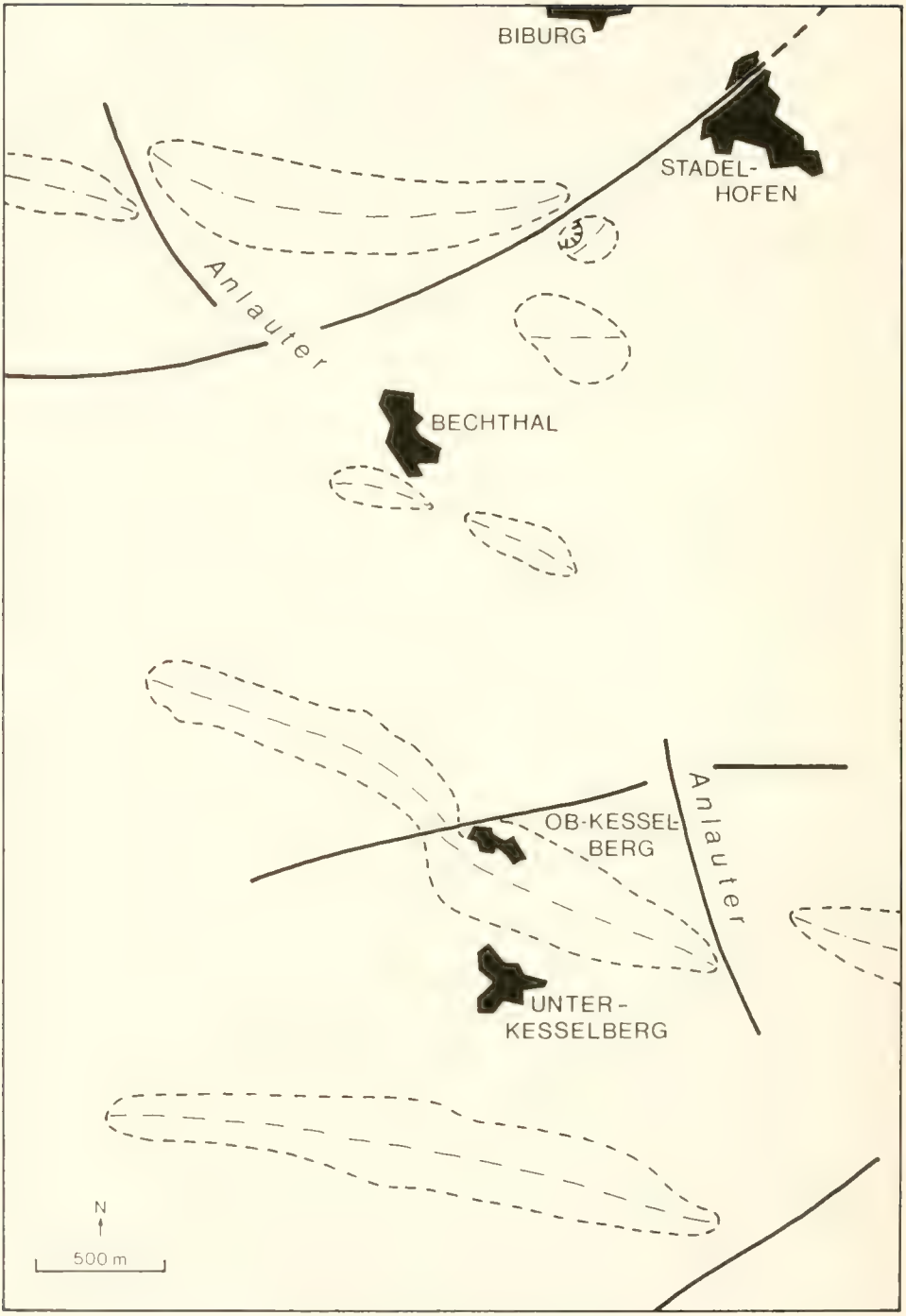


Abb. 4: Photogeologische Interpretation der Umgebung des Steinbruchs von Biburg und des südlich anschließenden Gebietes.

Geologische Übersicht

Die geologische Aufnahme der weiteren Umgebung des Steinbruches von Biburg wurde anhand von Luftbildern (Maßstab 1:24000, Aufnahme vom Oktober 1964) und zusätzlicher Geländebegehung erstellt. Der kleine Ausschnitt umfaßt Schichten des oberen Oxford (*bimammatum*- und *planula*-Zone) und des unteren Kimmeridge (*platynota*-Zone), die stellenweise von „Alblehm" überdeckt sind (Abb. 3).

Bei der photogeologischen Interpretation fiel eine rheinisch streichende Störung auf, die am NW-Rand von Stadelhofen und nordwestlich des Biburger Bruches verläuft und bis über das Anlautertal hinaus zu verfolgen ist (Abb. 3, 4). Weiterhin wurden morphologisch ausgeprägte Härtlinge mit etwa E-W-Streichen erkannt. Bei 4 Vorkommen ist die Achse dieser linsenförmigen Härtlinge durch Störungen versetzt. Deutlich wird dies an jenen südlich Biburg. Im Anlautertal ist der Versatz an einer Störung zu beobachten. Beim Biburger Stotzen ist das Streichen gegenüber dem Härtling westlich der Stadelhofener Störung nach NNE verändert. Bei den Härtlingen könnte es sich um Schwammstotzen des oberen Oberoxford handeln, oder um solche, die sich aus älteren Schichten nach oben durchpausen (Abb. 4).

Im Steinbruch selbst stehen Schichten des oberen Oxford an, in denen ein kleiner Schwammstotzen entwickelt ist. In der gesamten Schichtfolge wurde *Idoceras*, insbesondere *Idoceras planula* (Hehl), neben *Taramelliceras ltocerum* (Oppel) und *T. wenzeli* (Oppel) gefunden. Da *Sutneria galar* (Oppel) anscheinend nicht vorhanden ist, muß angenommen werden, daß hier Schichten der mittleren *planula*-Zone erschlossen waren (vgl. Dieterich 1940).

Beschreibung des Profils

Der freigelegte Teil des Bruches erschloß ein Profil von 10 m Länge und 4–5 m Höhe. Es ist in 10 Kalkbänke untergliedert, in denen im höheren Teil (Bank IV/7–X/1) ein Schwammstotzen entwickelt ist (Abb. 2, 5). Über der Bruchsohle folgen 3 Bänke, die sich faziell sehr ähnlich sind. Sie bestehen aus braungrauen, mikritischen Kalken mit Fossildetritus (meist Reste von Brachiopoden und Echinodermen), Tuberoiden und relativ wenig Fossilien (vor allem Brachiopoden, Glochiceraten und Belemniten). Zwischen Bank II/9 und III/8 ist eine ca. 1 cm dicke Lage blättriger Mergel eingeschaltet. Im nördlichen und südlichen Teil des Aufschlusses reicht die Bankfazies bis unter die Verwitterungszone. Die Bankfazies besteht hier aus mikritischen, hellen, gelblichen, fossilreichen Kalken mit reichlich Fossildetritus und Tuberoiden.

Im mittleren Aufschlußbereich sind im oberen Teil von Bank III/8 Reste von großen, tellerförmigen Schwämmen enthalten. Darüber liegt der Schwammstotzen, der sich durch das ganze Profil nach oben verfolgen läßt. Im Anschnitt ist zu erkennen, daß der Stotzenkörper sich etwa nach NNE erstreckt und im nördlichen Teil bis an die Verwitterungszone hinaufreicht. Der Stotzen besteht aus harten, massigen, hellen, gelblichen Kalken, die vor allem aus dickwandigen, häufig becherförmigen Schwämmen aufgebaut sind, zwischen denen Mikrit mit Fossildetritus eingelagert ist. Dort, wo größere Mikrit-erfüllte Bereiche bestehen, treten daneben auch dünnerwandige, zylindrische und flache Schwämme auf. An manchen Stellen sind Brauneisenanreicherungen vorhanden. Fossilien sind, außer Poriferen, relativ selten. Dabei handelt es sich meist um kleine Brachiopoden und Glochiceraten. Durch die massigen Kalke des Stotzens verlaufen wellige, mehr oder weniger horizontale Fugen, die vermutlich eine Fortsetzung der Bankungsflächen darstellen.

Im Übergangsbereich zur Bankfazies war eine Zunahme von großen, teller-, röhren- und kelchförmigen Schwämmen zu beobachten. Ebenso wurden nesterartige Anreicherungen von

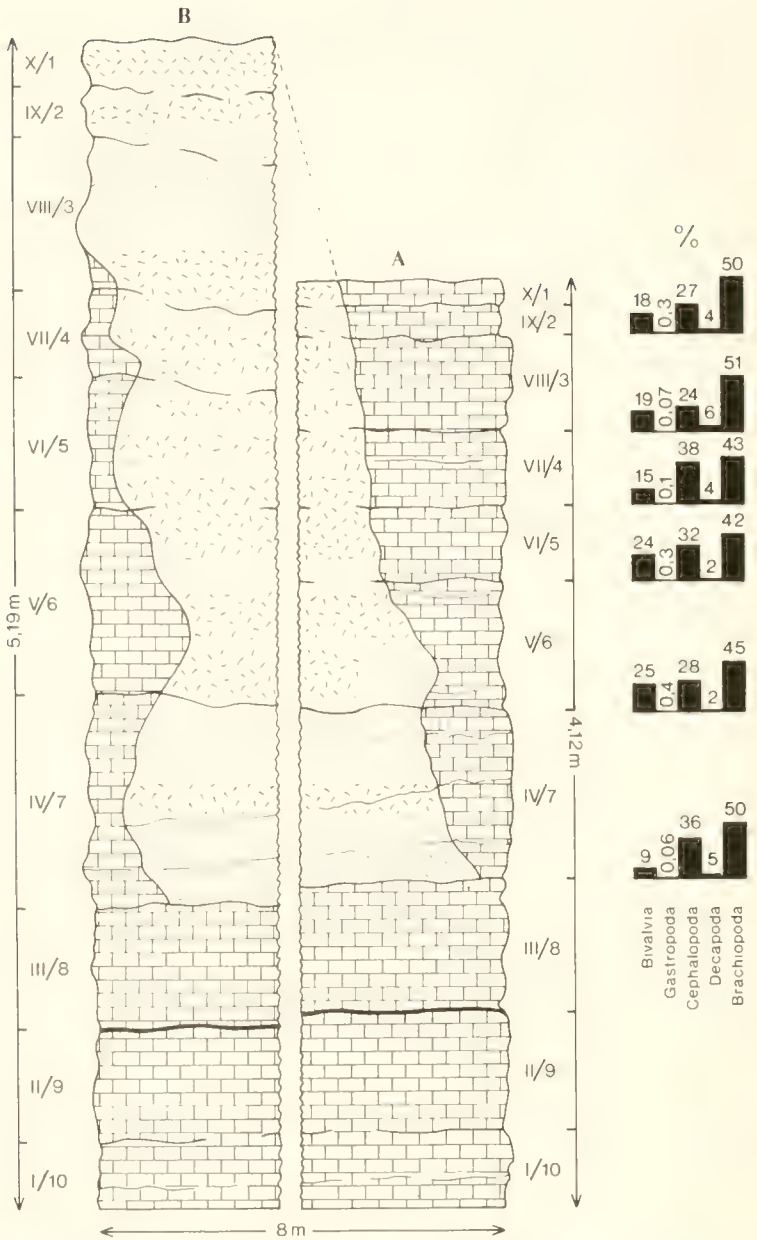


Abb. 5: Säulenprofil mit Darstellung der Bankfazies und Verschwammung im Steinbruch von Biburg. Rechts: Verteilung der wichtigsten Fossilgruppen in den einzelnen Bänken.

Brachiopoden und Bivalven angetroffen. In einer Entfernung von ca. 2 m vom eigentlichen Stotzenkern in Richtung Bankfazies nahm die Anzahl der Fossilien rasch ab.

Die stellenweise stark unebenen Schichtflächen fallen mit ca. 5° nach SE ein; das Gestein ist z. T. stark zerklüftet. Die Bankfazies ist von senkrechten Klüften durchzogen, die hauptsächlich 60°–80° streichen. Eine angenähert N-S-verlaufende Richtung ist ebenfalls entwickelt. In dem an den Stotzen anschließenden Übergangsbereich treten deutlich 2 weitere Kluftrichtungen auf: die eine streicht E-W und fällt mit 25° nach S, die andere streicht NNE–SSW und steht mehr oder weniger senkrecht. Zwischen Übergangsbereich und Bankfazies, wo beide Kluftsysteme vorhanden sind, ist das Gestein so stark zerklüftet, daß die Schichtung kaum mehr zu erkennen ist.

Zur Erfassung der Kleintektonik dienten Stereoaufnahmen mit dem TMK-System. Diese wurden am Planimat photogrammetrisch ausgewertet und die Streichrichtungen der Kluftsysteme in Kluftrosen dargestellt (Abb. 3, links oben), wobei das Einfallen der Klüfte nicht berücksichtigt wurde. Es dominiert die rheinische Richtung (65°), die von einem NE–SW streichenden und dem dazu komplimentären System begleitet wird. Die Hauptstreichrichtung des Kluftsystems entspricht einer in der geologischen Übersichtskarte (Abb. 3) dargestellten Störung. Hier sei auf die Streichkurvenkarte in Bircher (1960, Abb. 6) hingewiesen, auf der die Streichkurve 500 südlich Biburg in SW-Richtung umbiegt, was auf eine Störung in diesem Gebiet hindeutet.

Faunenübersicht

Bei der Grabung wurden ca. 25000 Exemplare zur statistischen Auswertung in Zähllisten erfaßt (ohne Poriferen- und Echinodermen-Reste) und ca. 6000 guterhaltene Individuen zur wissenschaftlichen Bearbeitung geborgen. Die Makrofauna besteht neben Poriferen überwiegend aus Brachiopoden, Cephalopoden und Bivalven. Ein interessantes Faunenelement bilden die Dekapoden mit zumeist Prosoponiden. Da die wissenschaftliche Bearbeitung der einzelnen Gruppen in eigenen Arbeiten durchgeführt wird, soll hier zur Übersicht eine vorlaufige Faunenliste gegeben werden.

Foraminiferen

Reophax
Nubeculinella
Nodophtalmidium
Nodosaria
Lenticulina
Spirillina

Poriferen

Cnemidiastrum
Stauroderma
Tremadictyon
Paracraticularia
Laocaetis
Thyroidium
Porospongia
Pachyteichisma
Cypellia

Polychaeta

Serpula

Bivalvia

Isoarca texata Münster[1]
Isoarca cordiformis Quenstedt
Isoarca eminens Quenstedt
Isoarca explicata Boehm

[1]) Die Zuordnung der 5 Arten zu *Isoarca* ist vorläufig. Eine Revision der Isoarcidae wird folgen.

Isoarca speciosa MÜNSTER
Isoarca sp.
Barbatia (B.) uhligi (BOEHM)
Stenocolpus biburgensis YAMANI[2]
Nemodon maceratus (BOEHM)
Falcimytilus dietrichi COX
Pinna lanceolata SOWERBY
Entolium cingulatum (GOLDFUSS)
Entolium sp.
Chlamys
Propeamusium (P.)
Propeamusium (Parvamusium)
Camptonectes (C.)
Camptonectes (Camptochlamys)
Spondylopecten globosus (QUENSTEDT)
Eopecten velatus (GOLDFUSS)
Dimyodon
Lima notata GOLDFUSS
Acesta
Ctenoides
Ctenostreon pectiniforme (SCHLOTHEIM)
Limea
Eolimea
Regalilima
Pseudolimea
Plagiostoma pratzi (BOEHM)
Plagiostoma giganteum SOWERBY
Liostrea
Rastellum
Astartidae
Arcticidae
Veneridae
Pholadomya
Machomya
Pleuromya
Cuspidaria
weitere unbestimmte Bivalvengenera

Gastropoda

Leptomaria
Bathrotomaria
Berlieria
Onkospira
cf. Stomatellidae: aff. *Mesogena*
Aporrhais (Cuphosolenus)
Spinigera

Cephalopoda

Pseudaganides
Amoeboceras cf. *bauhini* (OPPEL)
Ochetoceras
Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum (QUENSTEDT)
Glochiceras (Coryceras) modestiforme (OPPEL)
Taramelliceras litocerum (OPPEL)
Taramelliceras wenzeli (OPPEL)
Taramelliceras ausfeldi (WÜRTENBERGER)
Taramelliceras kobyi (CHOFFAT)
Epaspidoceras mamillanum (QUENSTEDT)
Physodoceras altenense (ORBIGNY)
Rasenia
Lithacosphinctes
Orthosphinctes polygyratus (REINECKE)
Orthosphinctes freybergi (GEYER)
Idoceras planula (HEHL)
Idoceras aff. *gigas* (QUENSTEDT)
Idoceras sp.
Hibolithes hastatus MONTFORT

Crustacea

Nodoprosopon spinosum (MEYER)
Nodoprosopon beurleni KUHN
Pithonoton marginatum MEYER/
elongatum (MEYER)
Goniodromites bidentatus REUSS
Gastrodorus neuhausensis MEYER
Magila latimana MÜNSTER
Scheren von: Prosoponiden,
Paguriden,
Magila,
Erymiden,
Mecochirus

Bryozoen

Stomatopora
Plagioecia

[2]) s. Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22**, S. 25.

Brachiopoden

Monticlarella
Lacunosella
Argovithyris
Dictyothyris
Nucleata
Zittelina
Ismenia
Rioultina

Echinoidea

Rhabdocidaris-Stacheln
Paracidaris
Plegiocidaris
Collyrites (Cardiopelta)

Pisces

Orthacodus
Sphenodus
niedrig-kegelförmige Teleostier-Zähne

Um eine Übersicht über die Verteilung der wichtigsten Gruppen in den einzelnen Bänken zu erhalten (Porifera und Echinodermata wurden nicht berücksichtigt, da kaum ganze Exemplare erfaßt werden konnten), wird ihre Häufigkeit in Histogrammen dargestellt (Abb. 5, rechts). Dazu wurde das in den Zähllisten erfaßte und das für die wissenschaftliche Bearbeitung geborgene Material verwendet. Die Bänke IX/2 und X/1 des B-Profils waren beim Abbau nicht zu trennen. Um diesen Bereich in der Darstellung auch berücksichtigen zu können, wurden diese Bänke in Profil A ebenfalls zusammengenommen.

Schriftenverzeichnis

Bechler, A. (1960): Geologische Untersuchungen südlich Thalmassing (Südliche Frankenalb). Erlanger geol. Abh., **35:** 3–19, 1 Taf. (geol. Karte), 8 Abb.; Erlangen.

Dieterich, E. (1940): Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura ß in Württemberg. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **96:** 1–40, Taf. 1–2, 6 Abb.; Schwäbisch Hall.

Yamani, S.-A. (1982): Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Pteriomorphia I. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **22:** 19–34, Taf. 1, 5 Abb.; München.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	22	19–34	München, 31. 12. 1982

Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb)

Pteriomorphia I

Von Seyed-Ali Yamani*)

Mit 5 Abbildungen und Tafel 1

Kurzfassung

Die Bivalvenfauna der oberoxfordischen Schwammkalke von Biburg wird erstmals in einer Reihe von Arbeiten beschrieben. Der vorliegende Teil umfaßt die Arcacea, Mytilacea und Pinnacea. Neben *Nemodon (N.) maceratus* (Boehm) wird mit *Stenocolpus biburgensis* n. gen. n. sp. eine weitere Form der Parallelodontidae vorgestellt. Die vertikale Entfaltung der untersuchten Fauna hängt unmittelbar mit dem Wachstum des Schwammstotzen zusammen. Die statistische Auswertung der Morphotypen in dem riffnahen und -fernen Bereich läßt zwei Ökophänotypen in diesem ehemaligen Lebensraum erkennen.

Abstract

An extensive fauna of bivalves is described from the Late Oxfordian sponge-algal "patch reef" of Biburg (Southern Frankenalb, Bavaria). In the first part 7 species of the Arcacea, Mytilacea and Pinnacea were studied, including a new Parallelodontidae, *Stenocolpus biburgensis* n. gen. n. sp. There is a close relationship between growth of the reef, the vertical development and abundance, and the diversity of the bivalve communities. Statistical analysis of the faunas show not only significant differences between the near-reef and off-reef populations but also a speciation into two different eco-phenotypes.

Inhalt

Einleitung 20
Bivalvenfauna 20
1. Das Material 20
2. Systematische Beschreibung 20
3. Zur Palokologie 28
Schriftenverzeichnis 34

*) Dr. S.-A. Yamani, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Einleitung

Der bei Biburg-Markt Nennslingen in den Kalken des oberen Oxford angelegte Steinbruch ist erstmals Gegenstand faunistisch-palökologischer Untersuchungen. Was dieses Vorkommen von anderen vom unteren Weißjura bekannten abhebt, ist die Mannigfaltigkeit der Fauna an einem kleinen Schwammstotzen und die Zusammensetzung der Bivalvenfauna, die der der tithonischen Korallenkalke von Kelheim und Laisacker sehr ähnelt. Deshalb ist außer quantitativer wie qualitativer Untersuchungen von Faunenelementen der stotzenfernen und -nahen Bereiche ein faunistischer Vergleich mit jüngeren Korallenkalken von Interesse. Die taxonomische Bearbeitung der geborgenen Bivalvia, ihre phylogenetische Entwicklung sowie palökologische Aspekte des Vorkommens werden in einer Reihe von Arbeiten durchgeführt. Die vorliegende Arbeit stellt den ersten Teil dieser Untersuchungen dar. Über die Grabungstechnik und die Zusammensetzung des Gesamtmaterials ist bereits in diesem Heft berichtet worden (vgl. SCHAIRER & YAMANI).

Bivalvenfauna

1. Das Material

Die geborgene Bivalvenfauna zählt 2400 Exemplare, liegt zum größten Teil in Steinkernerhaltung und haufig als Prägekern vor. Einige Exemplare weisen Reste der umkristallisierten Schale, nicht selten nur in der Schloß-Region, auf.

Das gewonnene Material wird unter Nummer 1980 XXX in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt.

Abkürzungen

DI = Diameterindex
F = Häufigkeit
H = Höhe
L = Länge
l = Lose aufgesammeltes Material
LK = Linke Klappe
n = Anzahl der Exemplare
RK = Rechte Klappe
T = Gesamt

2. Systematische Beschreibung

Klasse: Bivalvia LINNAEUS, 1758
Unterklasse: Pteriomorphia BEURLEN, 1944
Ordnung: Arcoida STOLICZKA, 1871
Überfamilie: Arcacea LAMARCK, 1809
Familie: Arcidae LAMARCK, 1809
Unterfamilie: Arcinae LAMARCK, 1809
Gattung: *Barbatia* GRAY, 1842
Untergattung: *Barbatia* GRAY, 1842

Bemerkungen: Die Bearbeitung des vorhandenen Materials und die Untersuchung der Holotypen zu MÜNSTER (1835), BOEHM (1881, 1883) und die Literaturstudie zu dieser Arbeit erfordert eine Diskussion über die taxonomischen wie stratigraphischen Probleme, die im Laufe dieser Arbeit auftraten. Eine sichere Bestimmung der Untergattung *Barbatia* und die Abtren-

nung von *Cucullaearca*, *Acar* und *Striarca*, Formen die in Umriß und Schalenornamentierung *Barbatia (B.)* sehr ähneln, ist nur mittels der Ligament-Area, und der Form und Anordnung der Schloßzähne möglich (vgl. Treatise, S. 252f.). Wegen dieser großen Ähnlichkeit der Schale ist es in der Literatur wiederholt zu Fehlbestimmungen gekommen. LAUBE (1867, S. 35, Taf. 3, Fig. 2) beschreibt eine Form aus dem Braunjura von Balin als *„Isoarca" depressa*, die mit ihrem typischen Schloß, Anordnung der Zähne, Ausbildung der Area und der Schalenornamentierung eine echte *Barbatia (B.)* ist. Andererseits sind Arten wie *„Arca" sauvagei* LORIOL (1875, S. 148, Taf. 18, Fig. 10–11), bei denen keine Area entwickelt ist, keine *Barbatia*. WELLNHOFER (1964, S. 22) stellte bereits fest, daß *„Arca" texata* MÜNSTER (1835, S. 142, Taf. 121, Fig. 13a–c), deren Holotyp zum Vergleich vorlag, aufgrund der opisthodeten Lage der Ligament-Area keine *Barbatia (B.)* ist und der Untergattung *Acar* GRAY 1857 angehört.

Ein weiteres Problem ist die stratigraphische Verbreitung der Untergattungen von *Barbatia*. Die Beschränkung auf begrenzte Zeiträume führt dazu, daß einer in Wirklichkeit „durchlaufenden" Untergattung oder Art, stratigraphische Bedeutung beigemessen wird und diese als „Leitformen" angesehen werden. Außerdem ist es nicht auszuschließen, daß bei geringster morphologischen Abweichung von geläufigen Formen (vgl. Variation), eine neue Untergattung oder Art aufgestellt wird. Nach Treatise (S. 252) werden folgende 3 Untergattungen unterschieden:

Barbatia	von Jura – rezent
Cucullaearca	von Obere Kreide – rezent und
Acar	von Paläozän – rezent

Die bereits erwähnte *Barbatia (Acar) texata* (MÜNSTER) stammt aber aus dem Weißjura Zeta von Nattheim. Folglich kann diese o. e. zeitliche Verbreitung so interpretiert werden, daß die Untergattung *Acar* auch in der Kreide bzw. die Untergattung *Cucullaearca* im Jura auftreten, solange die phylogenetische Entwicklung der Untergattungen zur Barbatia nicht geklärt ist. Es gibt eine Reihe von stratigraphisch älteren und jüngeren Formen, die *Barbatia (Barbatia) uhligi* habituell sehr nahe stehen. Außer dem bereits anfangs erwähnten Beleg- und Originalmaterial zu MÜNSTER, BOEHM, WELLNHOFER und dem vom Autor bearbeiteten Material von Laisacker, wurden zwei Exemplare von *Barbatia (B.) depressa* (LAUBE) aus dem Callovien von Balin und zusätzlich rezentes Material der zoologischen Staatssammlung München angesehen. Es muß festgestellt werden, daß die Zusammenfassung der synonymen Arten der Untergattung *Barbatia* und die Klärung phylogenetischer Entwicklung dieser Gruppe die Besichtigung und Untersuchung eines umfangreicheren Materials von Braunjura bis Kreide bedarf. Eine solche Überarbeitung wird den Rahmen der gestellten Aufgabe in dieser Arbeit überschreiten. Deshalb wurden bei der Zusammenstellung der synonymen Arten nur die in der Literatur beschriebenen und abgebildeten Weißjura-Formen berücksichtigt.

Barbatia (Barbatia) uhligi (BOEHM) 1881
Taf. 1, Fig. 1–5, Abb. 1–2, 4–5

*v 1881 *Arca Uhligi* n. sp. – BOEHM: 161, Taf. 29, Fig. 6
1883 *Arca* aff. *uhligi*, BOEHM. – BOEHM: 579.
1913 *Arca (Barbatia) gracilicostata* n. sp. – FAVRE: 404, Taf. 18, Fig. 4–6.
1931 *Arca uhligi* BOEHM. – YIN: 126, Taf. 10, Fig. 4.
1964 *Barbatia (Barbatia) nattheimensis* (BOEHM) 1883 – WELLNHOFER: 21, Taf. 1, Fig. 6–10, Abb. 7–8.
1975 *Barbatia (Barbatia) uhligi* (BOEHM, 1881) – YAMANI: 31, Taf. 1, Fig. 18, Abb. 9.
non 1883 *Arca Uhligi*, BOEHM. – BOEHM: 579, Taf. 65, Fig. 7–8.

Material: 207 Exemplare (108 LK, 99 RK) in Schalen-, Prägekern- und Steinkernerhaltung.

Bank	7	6	5	4	3	2	1	l	T
n	6	79	58	23	8	4	5	24	207

Beschreibung: Die Klappen sind ungleichseitig, flachgewölbt, subquadratisch bis länglichoval, der Schloßrand ist ± gerade und nimmt den ganzen geraden Dorsalrand ein. Der Ventralrand läuft dem Dorsalrand ± parallel, ist gerade bis gerundet oder in der Mitte leicht eingebuchtet. Der Wirbel ist prosogyr und liegt im vorderen $^1/_3$ des Dorsalrandes (Abb. 2). Die Ligament-Area ist schmal, amphidet und duplivincular. Der Übergang des Dorsalrandes in den Vorder- und Hinterrand ist gerundet oder gewinkelt (vgl. Variation). Der Vorderrand ist flach bis eng gerundet, der Hinterrand gerundet oder elliptisch verlängert. Eine sehr flache bis tiefe und schmale Eindellung, in der Wirbelregion beginnend, setzt sich bis zur Einbuchtung am Ventralrand fort. Die Ligament-Area liegt zu $^2/_3$ hinter dem Wirbel, wo sie ihre breiteste Stelle erreicht. Sie ist mit feinen divergierenden Streifen verziert. Die Schloßplatte ist in der Mitte schmäler als vorn und hinten, wo sie leicht nach unten abfällt. Das Schloß besteht aus einer Reihe von unter dem Wirbel dicht gedrängten, senkrecht stehenden, geraden und schwach ausgebildeten Leisten. Sie werden nach vorn und hinten hakenförmig und konvergieren allmählich zur Mitte der Klappe. Sie bilden im vorderen und hinteren Bereich des Schlosses mit dem Dorsalrand einen spitzen Winkel oder die letzten sind ± parallel dazu angeordnet. Die Schale ist mit ± geradlinigen, verschieden starken, im Profil flachgerundeten, sich gelegentlich spaltenden Radial-Rippen besetzt. Diese werden von unregelmäßig aufeinanderfolgenden, verschieden starken konzentrischen Streifen überprägt, wodurch der Schale ein rasterartiges Aussehen mit einer dichten Punktierung verliehen wird.

Vergleiche und Bemerkungen: Obwohl Boehm bereits (1881, 162) die Ligament-Area von „*Arca*“ *uhligi* aus den Kelheimer Diceraskalken wie folgt beschreibt „Die Area ist so schmal, daß sie wie eine Furche erscheint.“, stellt er (1883, 579) bei „*Arca*“ *uhligi* aus den

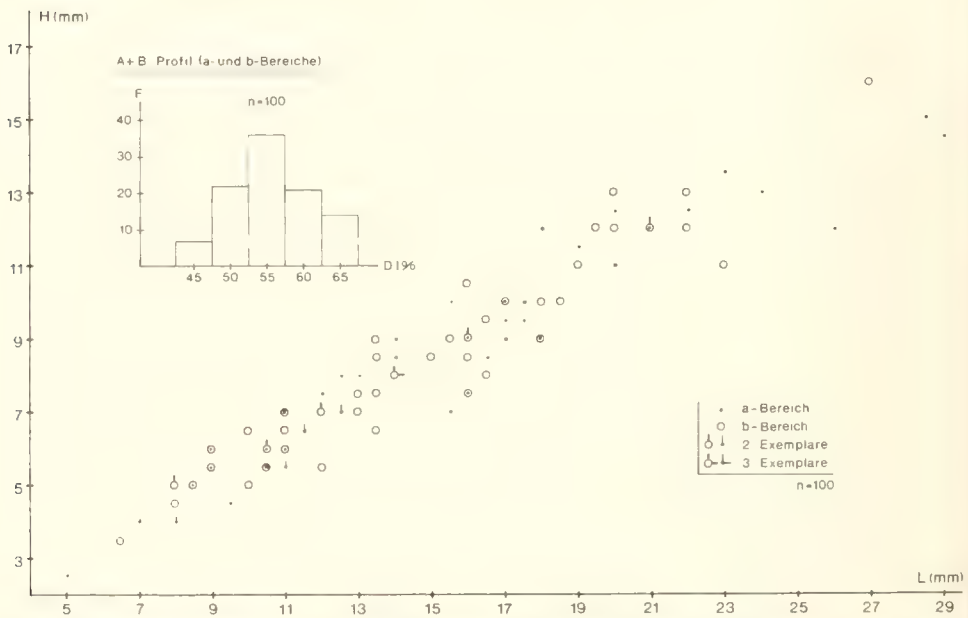


Abb. 1: *Barbatia* (*Barbatia*) *uhligi* (Boehm). Langen-/Hohenverhältnis von 100 Exemplaren aus dem a- und b-Bereich des Profils. – (oben): Verteilung des Diameterindexes derselben Exemplare.

Stramberger Schichten fest „eine Area ist nicht entwickelt.". Darauf basierend bemerkt er zu „*Arca*" aff. *uhligi* (1883) ebenfalls aus den Stramberger Schichten: „Es läßt sich mit dem vorliegendem Material nicht entscheiden, ob die Area fehlt. Sollte eine solche entwickelt sein, so wäre aus diesem Grunde die Form von *Arca uhligi* zu trennen." Aus obigen Ausführungen Boehm's und der Untersuchung des Holotyps von *Barbatia (B.) uhligi* (1881) ist zu entnehmen, daß es nicht der Tatsache entspricht, wenn Boehm von einer so schmalen Area, die wie eine Furche aussehen soll, spricht und weiterhin ist seine Fragestellung zu verneinen, ob es sich bei *Barbatia (B.) uhligi* um eine „*Arca*" *subtexata* Etallon (1863, Taf. 27, Fig. 3) handeln könnte. Die wohlentwickelte Kardinal-Area von *Barbatia (B.) uhligi* spricht gegen diese Annahme. Andererseits, wie bereits Wellnhofer (1964, 22) feststellt, ist „*Arca*" *subtexata* Etallon wegen der optistodeten Lage der Ligament-Area wahrscheinlich ein *Acar*. Sollte bei *Barbatia (B.)* aff. *uhligi* (Boehm) 1883 aus Stramberger Schichten eine Area entwickelt sein, würde sie mit der Kelheimer Form identisch sein und umgekehrt sollte hier keine Area entwickelt sein, was auch aus Taf. 65, Fig. 7–8 hervorgeht, kann es sich nicht um eine *Barbatia (B.)* handeln. Es geht daraus hervor, daß es sich bei „*Arca*" *uhligi* Boehm (1883) und „*Arca*" aff. *uhligi* Boehm (1883) um zwei verschiedene Gattungen handelt. *Barbatia (B.) nattheimensis* (Boehm) 1883, deren Umriß, Ornamentierung und Ausbildung der Ligament-Area in die Variationsbreite *B. uhligi* fällt, kann hier nicht berücksichtigt werden, weil der Holotyp, ein doppelklappiges Exemplar, das Schloß nicht zeigt und infolgedessen die Zugehörigkeit zur *Barbatia (B.)* nicht gesichert erscheint. Wellnhofer (1964, 21) beschreibt *Barbatia (B.) nattheimensis* aus den Neuburger Bankkalken. Einige Exemplare zeigen das für *Barbatia (B.)* typische Schloß und die Kardinal-Area. Aus diesen Gründen und auch wegen der habituellen Übereinstimmung ist *Barbatia (B.) nattheimensis* (Boehm) aus Unterhausen und Dittenfeld hier einzubeziehen. Eine in Umriß und Ornamentierung ähnliche Form ist „*Arca*" *sauvagei* Loriol (1875, 304, Taf. 18, Fig. 10–11), bei der die Ligament-Area fehlt. *Barbatia (B.) bouranensis* Loriol (1904, 196, Taf. 22, Fig. 6) zeigt eine weitgehende Ähnlichkeit. Obwohl Loriol feststellte „l' area ligamentaire était très étroite" ist diese auf der Abbildung nicht zu erkennen. Eine Übereinstimmung im Umriß gibt es mit *Barbatia (B.) valbertensis* Loriol (1901, 86, Taf. 5, Fig. 19–20), welche wesentlich gröber und nicht so dicht berippt ist wie unsere Form.

Weiterhin beschreibt Loriol (1892, 270ff.) eine Reihe von *Barbatia*-Arten aus dem Oxford von Bern, von denen nur *Barbatia (B.) eryx* Loriol (280, Taf. 30, Fig. 15) mit ihren verhältnismäßig groben Radialrippen in die Variationsbreite unseres Material fallen würde. Das Schloß dieser Art ist aber nicht abgebildet. Bei den anderen Formen handelt es sich entweder um Vertreter anderer Gattungen, oder es sind morphologisch gewichtige Unterschiede zu *Barbatia (B.) uhligi* (Boehm) festzustellen. *Barbatia (B.) gracilicostata* Favre (1913, 404, Taf. 18, Fig. 4–6) ist bereits von Yin (1931, 126) als Synonym zu *Barbatia (B.) uhligi* erkannt worden.

Variation: Bei *Barbatia (B.) uhligi* (Boehm) variiert der Übergang des Dorsalrandes in den Vorder- und Hinterrand: Entweder er ist gerundet oder er ist gewinkelt. Der anterodorsale Winkel beträgt 124° bis 138° und der posterodorsale 121° bis 160°. Diese Beobachtung wurde sowohl an kleinen wie großen Exemplaren gemacht. Ein weiteres morphologisch auffallendes Merkmal ist die Einbuchtung im Ventralrand, die eigentlich für *Barbatia (B.)* charakteristisch, aber nicht bei allen Individuen ausgebildet ist. Wenn sie vorhanden ist, ist auch die Oberflache von hier bis zur Wirbelspitze flach bis tief eingedellt (Abb. 2 ob.).

Stratigraphische Verbreitung: *Barbatia (B.) uhligi* ist bisher aus dem Kimmeridge von Valfin (Franz.-Jura), dem Kimmeridge – unteren Tithon von Kelheim, dem unteren Tithon von Laisacker, dem Tithon von Herault (Bois de Valine) in S-Frankreich und dem mittleren Tithon der Neuburger Bankkalken bekannt.

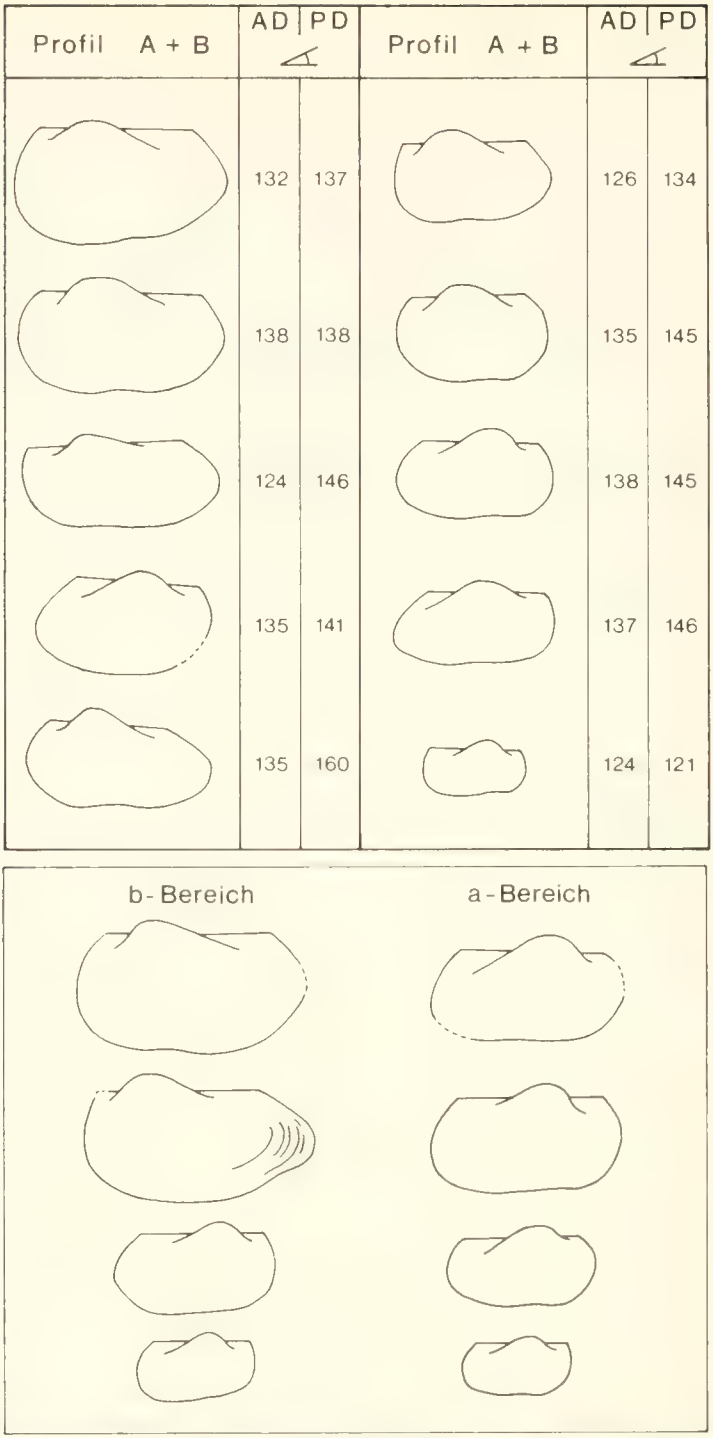


Abb. 2: *Barbatia Barbatia ubligi* (BOEHM). (oben): Die Variation des Umrisses und Übergang des Dorsalrandes in den Vorder- und Hinterrand. – (unten): Ein Vergleich des Umrisses der Kurzformen aus dem b-Bereich und der Langformen aus dem a-Bereich. AD = Anterodorsal; PD = Posterodorsal.

Familie: Parallelodontidae Dall, 1898
Unterfamilie: Grammatodontinae Branson, 1942
Gattung: Stenocolpus n. gen.
Typus-Art: *Stenocolpus biburgensis* n. sp.

Derivatio nominis: Stenos (gr.) = eng; Kolpos (gr.) = Bucht. Nach den engen antro-ventralen Sinus der Muschel.

Diagnose: Der Wirbel ist schwach prosogyr und liegt im vorderen $^1/_3$ des geraden, langen Schloßrandes; die Ligament-Area ist amphidet. Die Klappe ist mindestens zweimal solang wie hoch, vorne und hinten flügelartig verlängert. Die Radialrippen sind geschwungen und dichotom gespalten. Der Sinus liegt am antero-ventralen Übergang. Das Schloß ist unsymetrisch, die vorderen Zahnleisten kürzer, die hinteren länger, alle konvergieren zur Mitte der Klappe und sind vertikal geriffelt.

Stenocolpus biburgensis n. sp.
Taf. 1, Fig. 6–8, Abb. 3

Derivatio nominis: *biburgensis* = nach dem Fundort Biburg
Stratum typicum: oberes Oxford, *planula*-Zone.
Locus typicus: Gemeindebruch südlich Biburg
Diagnose: Eine dicht berippte Art der Gattung *Stenocolpus,* die mindestens zweimal länger ist als hoch; der hintere Flügel ist länger als der vordere.

Material: 28 Exemplare (11 RK und 17 LK) in Steinkern- und Prägekernerhaltung, einige Exemplare mit stellenweise umkristallisierter Schale.
Holotyp: LK (1980 XXX 1); Paratypen: LK (1980 XXX 2) LK (1980 XXX 3), LK (1980 XXX 4) RK (1980 XXX 5).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	l	T
n	4	14	4	1	1	2	–	2	28

Beschreibung: Der Holotyp: (1980 XXX 1) Die Klappe ist flachgewölbt, länglich pterioid, der Vorder- und Hinterrand flügelartig verlängert. Am geraden Dorsalrand wird die größte Länge der Klappe erreicht. Der Wirbel ist prosogyr, ragt über den Dorsalrand hinaus und liegt am Hinterende des vorderen $^1/_3$ des Dorsalrandes. Der Übergang vom Dorsalrand in die Flügel geschieht in einem rechten Winkel. Der hintere Flügelrand ist ventral tief eingebuchtet. Er geht in einen weiten Bogen in den flach gerundeten Ventralrand über. Der vordere Flügelrand ist ventral flach eingebuchtet und verläuft in einer engen Rundung in den am antro-ventralen Übergang liegenden, hochgezogenen und engen Sinus. Oberhalb des Sinus und in seiner ganzen Breite setzt sich eine nach oben schmäler werdende Furche bis zur Wirbelspitze fort. Die konzentrischen Anwachsstreifen, die sonst dem Klappenumriß ± parallel verlaufen, sind in der Furche des hochgezogenen Sinus entsprechend nach oben geschwungen. Die größte Wölbung der Klappe, auf der Medianen erreicht, flacht allmählich nach vorne auf dem vorderen Flügel ab. Nach hinten fällt sie auf einer von der Wirbelspitze zum postero-ventralen Übergang verlaufenden Linie rascher auf den hinteren Flügel ab, wo sie allmählich abflacht. Die Radialrippen verlaufen geschwungen von der Wirbelspitze zum Vorder-, Hinter- und Ventralrand und sind dichotom gespalten (Abb. 3b–c).

Paratypen: Schloßregion–Präparate zweier linker Klappen, die eine Beschreibung der Area und des Schlosses ermöglichen. Auf dem Paratyp 1980 XXX 2 ist die amphidete Ligament-Area zu erkennen. Sie nimmt nicht den ganzen Dorsalrand ein und hat ihre breiteste Stelle hinter dem Wirbel. Die Anordnung der Gruben ist nicht zu erkennen. Die Beschreibung des Schlosses und seine Rekonstruktion ist nur durch kombinierte Beobachtungen an beiden Präparaten 1980 XXX 2,3 möglich, weil keiner der Paratypen alle Schloßelemente zeigt. Das Schloß besteht aus

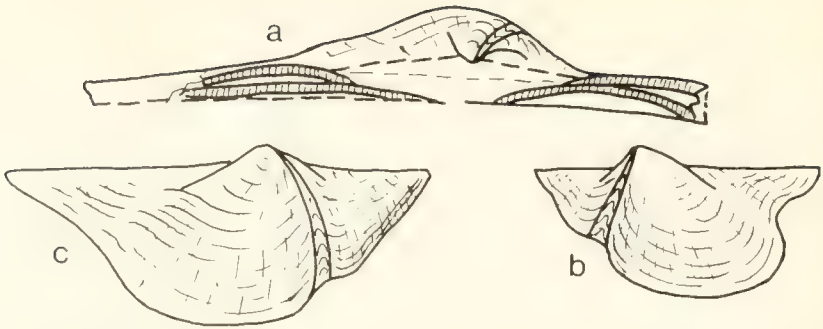


Abb. 3: *Stenocolpus biburgensis* n. gen. n. sp. a) Schematische Darstellung des Schlosses und der Ligament-Area aus der Kombination von zwei Exemplaren (1980 XXX 2–3). – b) Umriß des Holotyps: 1980 XXX 1. X 1,5, Kurzform. – c) Umriß des Paratyps: 1980 XXX 5. X 1,5, Langform.

einer Reihe übereinander liegender Leisten, die zur Mitte der Klappe konvergieren und vertikal geriffelt sind. Auf dem Paratyp 1980 XXX 2 wurden vorne und hinten je zwei Leisten gezählt. Nach dem Erhaltungszustand des Materials ist anzunehmen, daß bei der schwierigen Präparation nicht alle Leisten herauspräpariert wurden, oder daß sie bis zur Unerkenntlichkeit umkristallisierten. Eine größere Anzahl von Leisten wäre wenigstens am hinteren Teil des Schlosses zu erwarten (Abb. 3a).

Bemerkungen: Die Paratypen 1980 XXX 4,5 wurden zur Darstellung der Variation dieser Art gewählt. Die linke Klappe stellt einen extrem hohen und die rechte Klappe einen extrem langen Morphotyp dieser neuen Art dar (vgl. Palökologie). Der Übergang des Dorsalrandes in den vorderen wie hinteren Flügel variiert von einem spitzen bis zum rechten Winkel.

Gattung: *Nemodon* Conrad, 1869
Nemodon (Nemodon) maceratus (Boehm) 1881

*v 1881 *Cucullaea macerata* n. sp. – Boehm: 162, Taf. 29, Fig. 5.
1883 *Cucullaea,* sp. – Boehm: 566, Taf. 64, Fig. 9.
1975 *Nemodon (Nemodon) maceratus* (Boehm, 1881). – Yamani: 46, Taf. 1, Fig. 19, Abb. 9.

Material: 9 Exemplare (5 LK und 4 RK) in Prägekern- und Steinkernerhaltung (1980 XXX 6–14)

Bank	6	5	1	T
n	2	5	2	9

Beschreibung: Die Klappen sind länglich oval, wesentlich länger als hoch mit geradem Schloßrand. Der Ventralrand ist flach gerundet oder kaum merklich eingebuchtet, wobei eine schmale Delle bis zur Wirbelspitze zu sehen ist. Der Übergang des Anterodorsalrandes in den Vorderrand ist gerundet oder rechtwinklig, der des Posterodorsalrandes in dem Hinterrand erfolgt in einem stumpfen Winkel oder ist flach gerundet. Der Vorderrand schließt sich in einen flachen Bogen dem Ventralrand an und der halbkreisförmige oder elliptisch verlängerte Hinterrand geht kontinuierlich in den Ventralrand über. Der Wirbel liegt im vorderen $^1/_3$ des Dorsalrandes, ist orthogyr und ragt bei großen Exemplaren über die Schloßlinie hinaus. Der vordere Apikalrand ist gerundet, der hintere mehr auffällig. Die Ornamentierung der Schale besteht aus dichten Radialrippen und konzentrischen Streifen.

Das Schloß ist nur auf einem Prägekernexemplar im vorderen wie im hinteren Teil negativ erhalten. Die anderen Exemplare zeigen lediglich die hinteren Leisten. Hinten sind teilweise 3 parallel verlaufende langgestreckte Leisten zu sehen. Keine der Leisten ist bis unter den Wirbel zu beobachten. Im vorderen Teil des Schlosses sind zwei kurze zum Schloßrand subparallele Leisten zu sehen. Beiderseits des Wirbels konnte die schmale Ligament-Area nicht in ihrer ganzen Länge beobachtet werden.

Vergleiche und Bemerkungen: Diese Art sieht im Umriß und in der Ornamentierung der Schale *Barbatia (B.) uhligi* zum verwechseln ähnlich. Nur die Anordnung der langgestreckten Zahnleisten dokumentieren die Zugehörigkeit zu *Nemodon* (N.). Diese Form ist die einzige oberjurasische Art der Gattung *Nemodon*. Die Exemplare zu Bolhm (1881, 1883) aus den Kelheimer Diceraskalken und den Stramberger Schichten sowie einer früheren Arbeit des Autors (1976) aus den Korallenkalken von Laisacker unterscheiden sich habituell nur im Großenwachstum. Die Exemplare von Biburg sind lediglich kleiner als die von Kelheim und Stramberg.

Stratigraphische Verbreitung: Kimmeridge bis Untertithon von Kelheim; Untertithon von Laisacker und Tithon von Kotzobenz (CSSR).

Ordnung: Mytiloida Férussac, 1822
Überfamilie: Mytilacea Rafinesque, 1815
Familie: Mytilidae Rafinesque, 1815
Unterfamilie: Modiolinae Keen, 1958
Gattung: *Falcimytilus* Cox, 1937
Falcimytilus dietrichi Cox, 1965
Taf. 1, Fig. 9

1933 *Mytilus* sp. – Dietrich: 72.
1965 *Mytilus (Falcimytilus dietrichi)* sp. nov. – Cox: 40, Taf. 3, Fig. 15–16.

Material: 1 RK in Prägekern- und 1 LK in Steinkernerhaltung. (1980 XXX 15–16)

Beschreibung: Die Klappe ist modioliform, der Wirbel liegt vor dem schwach gebogenen Dorsalrand, welcher posterior mit einem leichten Knick in den flach gebogenen Hinterrand übergeht. Der Hinterrand schließt sich in einem engen Bogen dem Ventralrand an, der im oberen $^1/_3$ leicht eingebuchtet ist, unter dem Wirbel leicht vorspringt und schließlich gerundet in den Anterodorsalrand übergeht. Die größte Wölbung der Klappe liegt auf der Linie Wirbelspitze / posteroventralem Knick, welche ventralwärts steil abfällt, in der engen Rundung des Hinterrandes allmählich abflacht und posterodorsal nach einer schwachen Delle abklingt. Die Klappenoberfläche ist mit sehr feinen leicht gewellten und sich unregelmäßig spaltenden konzentrischen Streifen verziert (vgl. Cox. 1965).

Stratigraphische Verbreitung: Aus dem Oxford von Kenya und oberen Kimmeridge von Tanzania.

Falcimytilus cf. *dietrichi* Cox, 1965

cf. 1965 *Mytilus (Falcimytilus) dietrichi* sp. nov. – Cox: 40, Taf. 3, Fig. 15–16

Material: 1 LK im Prägekernerhaltung. 1980 XXX 17.

Bemerkungen: Das einzige Exemplar, daß die gleiche Ornamentierung und Wölbung aufweist wie die vorherige Art unterscheidet sich in der Ausbildung des Dorsalrandes. Der Übergang des Dorsalrandes in den Hinterrand ist hier kontinuierlich und ohne einen merklichen Winkel. Ansonsten läßt es sich mit der Abb. 16 von Cox gut vergleichen.

Überfamilie: Pinnacea Leach, 1819
Familie: Pinnidae Leach, 1819
Gattung: *Pinna* Linné, 1758
Untergattung: *Pinna* Linné, 1758

Pinna (Pinna) lanceolata Sowerby, 1821
Taf. 1, Fig. 10–11

1821 *Pinna lanceolata*. – Sowerby: 145, Taf. 281.
1822 *P. capricornus*. – Young & Bird: 240, Taf. 10, Fig. 5.
1829 *Pinna lanceolata*. – Phillips: 188, Taf. 9, Fig. 33.
1830 *Pinna mitis*. Phillips. – Zieten: 73, Taf. 55, Fig. 4.
1837 *Pinna lanceolata* Sow. – Goldfuss: 165, Taf. 127, Fig. 7a–b.
1850 *Pinna sublanceolata*, d'Orb., – d'Orbigny: 369, Nr. 363.
1885 *Pinna lanceolata*, Sowerby – Choffat: 64, Taf. 12, Fig. 3a–b.
1933 *Pinna lanceolata*, J. Sowerby. – Arkell: 219, Taf. 28, Fig. 5, Taf. 29, Fig, 1–3.
1978 *Pinna (Pinna) lanceolata* J. Sowerby, 1821 –Duff: 45, Taf. 3, Fig. 14, 16, 19 & 20; Abb. 12a.
non 1872 *Pinna lanceolata* Sowerby. – de Loriol, Royer & Tombeck: 356, Taf. 20, Fig. 4.

Material: 3 RK in Prägekern- und Steinkernerhaltung (1980 XXX 18–20).

Beschreibung: Die Klappe ist lanzettförmig mit einem endständigen Wirbel. Sie ist in der Medianen durch einen Knick in annähernd zwei gleichgroße Felder geteilt. Der Querschnitt ist in der Wirbelregion quadratisch, am Hinterrand rhombisch. Der Dorsalrand ist gerade bis konvex, der Ventralrand im vorderen $^1/_3$ gerade dann konkav. Beide Rander verlaufen in einem Winkel von ca. 25° divergierend nach hinten und gehen kontinuierlich in den gerundeten Hinterrand uber. Der Hinterrand ist an dem medianen Knick schwach eingedellt. Die Anzahl der Radialrippen auf dem Dorsal-Feld betragt 6–7; sie verlaufen zum medianen Knick ± parallel. Auf dem Exemplar 1980 XXX 20 wurden hier 14 Radialrippen gezählt. Das Ventral-Feld eines Exemplares 1980 XXX 18 weist 9 Radialrippen auf, die geschwungen und zum medianen Knick divergierend nach hinten verlaufen und von konzentrischen Streifen, die am Ventralrand zum Wirbel hinbiegen, uberkreuzt werden. Die konzentrischen Streifen sind auf dem Dorsal-Feld viel feiner und dichter als auf dem Ventral-Feld.

Vergleiche und Bemerkungen: Arkell stellt (1933) den Neotyp dieser Art aus dem Oxford von Yorkshire auf und diskutierte die Zugehorigkeit von *Pinna capricornus* Young & Bird und *Pinna sublanceolata* d'Orbigny zu *P. lanceolata* Sowerby. Duff beschreibt (1978, 43f.) neben *P. lanceolata*, *Pinna (P.) mitis* Phillips und geht auf die Unterschiede zwischen den beiden Arten ausfuhrlich ein. Mit dem Hinweis auf die erwähnten Arbeiten erübrigen sich weitere Vergleiche mit ähnlichen Arten aus dem unteren Weißjura. *Pinna (P.) quadrata* Schneid aus dem Mittel-Tithon der Neuburger Bankkalke und *Pinna robinaldina* d'Orbigny aus der Unterkreide sind viel schlanker und dichter konzentrisch berippt als *P. lanceolata*.

Stratigrafische Verbreitung: Diese Art findet sich im mittleren Callov bis unterem Oxford (*mariae*-Zone) von England, im Oxford von Frankreich und Portugal.

3. Zur Palökologie

Die Rekonstruktion des ehemaligen Lebensraumes in dem oberoxfordischen Meer der südlichen Frankenalb, wo es stellenweise zur Ansiedlung von Schwämmen und Entfaltung einiger Faunengruppen kam, kann nur durch die Ermittlung des Gesamtbildes aller den Lebensraum geprägten Faktoren erfolgen. Zusatzlich zur taxonomischen Bearbeitung der Fauna, die Bespre-

chung der an den Lebensraum angepaßten Morphotypen und die Autökologie der gesamten Fauna, müssen die Fragen der Salinität, Wassertiefe und -temperatur geklärt werden. Eine sedimentologische Untersuchung der entnommenen Profile wird einen wesentlichen Beitrag zur Klärung dieser Fragen liefern. Daher wird in diesem Kapitel zuerst die vertikale Häufigkeit und die horizontale Verteilung der hier beschriebenen Faunenelemente und ihre Anpassungserscheinungen an die stotzennahen b) und -fernen a) Lebensräume diskutiert: Dazu wird die Fauna einmal nach ihrer Fundstelle vertikal aufgeteilt und horizontal morphologisch-statistisch ausgewertet; zum anderen die Überlegung angestellt, wo die von diesen Bereichen als Ökophänotypen angesprochene und geborgene Fauna ihren ursprünglichen Lebensraum gehabt haben könnte.

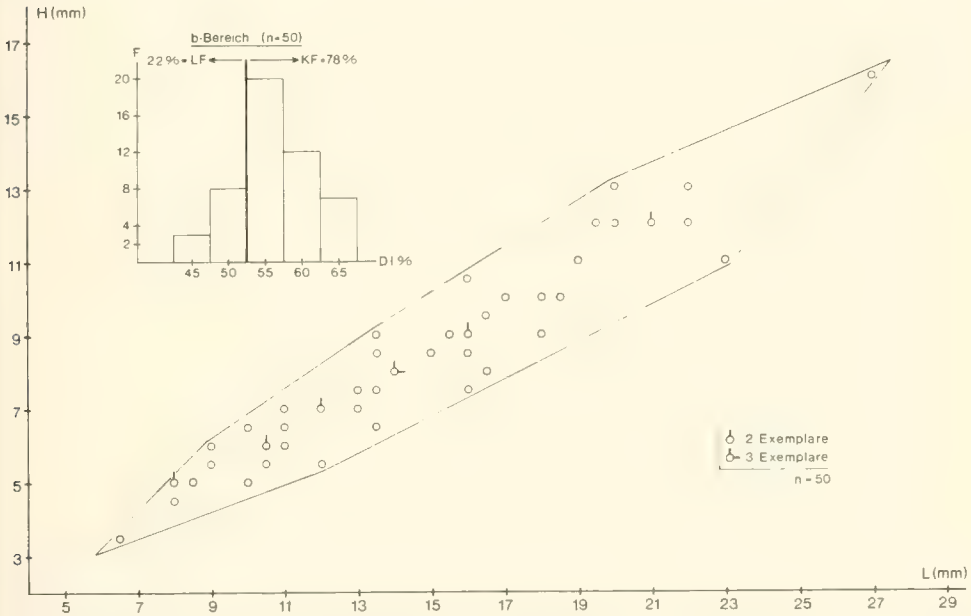


Abb. 4: *Barbatia (Barbatia) uhligi* (BOEHM). Langen-/Höhenverhältnis von 50 Exemplaren aus dem b-Bereich des Profils. (oben): Die Verteilung des Diameterindexes derselben Exemplare, die eine Verschiebung zugunsten der Kurzformen (KF) im b-Bereich zeigt.

1. *Barbatia (B.) uhligi:* vertikale und horizontale Verteilung:

Bank	7	6	5	4	3	2	1	T
n	6	79	58	23	8	4	5	183
%	3,2	43	32	12,5	4,4	2,2	2,7	100%

Diese Art ist mit wenigen Exemplaren in Bank 7, bereits zu Beginn der Entfaltung der Schwämme vertreten. Sie erreicht ihre maximale Häufigkeit in Bank 6; in Bank 5 und zum Teil in Bank 4 waren die Lebensbedingungen für diese Art noch günstig. Eine rapide Abnahme ist von Bank 3 bis 1 festzustellen.

Die horizontale Verteilung von *Barbatia (B.) uhligi* in den riffnahen und -fernen Bereichen des Schwammstotzens und ihre Auswertung legt nahe, daß in diesem Lebensraum zwei mor-

phologisch voneinander abweichende Formen, die zu ein und derselben Art gehören, gelebt haben (vgl. Abb. 2 unten). Von 100 vermessenen Exemplaren weisen 71% einen DI über 53% auf, d. h. sie sind verhältnismäßig kurz und nur 29% der Formen besitzen einen DI unter 52%, d. h. es sind verhaltnismaßig lange Exemplare (vgl. Abb. 1). Diese Tendenz ist auch in der Verteilung der nach Fundbereichen getrennt ausgewerteten Individuen festzustellen. In a-Bereich (riffern) sind die Langformen mit 36% vertreten im b-Bereich (riffnah) mit 22%, also eine deutliche Verschiebung zugunsten dieser Form in diesem Bereich (vgl. Abb. 5 oben). Andererseits sind 78% der Formen im b-Bereich verhältnismäßig höher als lang (vgl. Abb. 4). Daher ist anzunehmen, daß es sich bei den geborgenen Kurzformen aus dem a-Bereich möglicherweise um Exemplare handelt, die ihren ursprünglichen Lebensraum im b-Bereich hatten (Abb. 5). Im übrigen war eine genaue Trennung der a- und b-Bereiche einmal durch die enge Verzahnung beider Bereiche, zum anderen durch die starke Zerklüftung des Gesteins, nicht möglich. Davon ausgehend, daß die Entfaltung von *Barbatia (B.) uhligi* mit dem Wachstum des Riffes zusammenhangt, haben wir es bei dem hier im riffnahen Bereich lebenden Kurzformen mit Ökophänotypen (Mayr 1967, 524) zu tun. Die getrennte Darstellung der Längen-/Höhenverhaltnisse der Formen beider Bereiche spricht auch für diese Annahme. Im b-Bereich ist die Verteilung der Individuen nach diesen Merkmalen einheitlich (Abb. 4), wahrend im a-Bereich, mit der lückenhaften Verteilung, die Übergangsformen fehlen (Abb. 5). Hier verlaufen auch die Maxima der Verteilungen verschieden. Es kann sich hier nicht um die Lebensgemeinschaft einer Form handeln die an Ort und Stelle gelebt hat, sondern um Ökotypen, deren Grabgemeinschaft vorliegt.

2. *Stenocolpus biburgensis:* Vertikale und horizontale Verteilung:

Bank	7	6	5	4	3	2	1	T
n	4	14	4	1	1	2	–	26
%	15,4	53	15,4	3,8	3,8	7,7	–	100

Diese neue Gattung ist in Bank 7 mit 4 Exemplaren vertreten und hat ihre maximale Häufigkeit in Bank 6. In Bank 5 nimmt die Anzahl der Individuen rasch ab und verringert sich weiterhin nach oben. *Stenocolpus biburgensis* hat wie *Barbatia (B.) uhligi* ihre große Entfaltung in Bank 6. Nicht nur in diesem Punkt, sondern auch in der horizontalen Verteilung sind Parallelen zwischen den beiden Formen zu ziehen. Hier spricht die Morphologie der Muschel eher dafür, daß ihre Fundstelle ihrem ursprünglichen Lebensraum entspricht, als bei *Barbatia (B.).* In Bank 7 sind 3 von 4 Exemplaren Langformen aus dem a-Bereich und in Bank 6 haben wir aus dem b-Bereich 10 Kurzformen gegenüber einer Langform. Drei weitere Exemplare aus dieser Bank sind wegen mangelhafter Erhaltung nicht zu kategorisieren. Aus Bank 5 liegen zwei Kurzformen aus dem b- und eine Langform aus dem a-Bereich vor. Eine weitere Kurzform aus dem a-Bereich der Bank 5 kann auf abbautechnische Schwierigkeiten zurückgeführt werden. Also bei dieser wie bei der vorher diskutierten Form liegt eine Zuteilung der Kurzformen auf den riffnahen und der Langformen auf den riffernen Bereiche des Lebensraumes nahe. Ob *Stenocolpus biburgensis* im riffnahen oder -fernen Milieu heimisch war, und wie ihre von der Umwelt noch nicht geprägte und angepaßte Morphologie ausgesehen haben konnte, hangt von der phylogenetischen Entwicklung dieser Form und nicht von ihrer jetzigen Fundstelle ab. Aber nach den bereits uns bekannten Indizien ist eine der Formen als Ökophänotyp des anderen anzusehen (vgl. Abb. 3b–c).

3. *Pinna (Pinna) lanceolata:* Die wenigen Exemplare dieser Art stammen aus den Bänken 7–5 und ihre Fundstellen sind im a- und b-Bereich des Profils. Durch diesen nicht wenig interessan-

ten Fund ist nur festzustellen, daß das uns bekannte Milieu auch einer mit ihrem Byssus im Sediment verankerten Form einen Lebensraum bieten könnte.

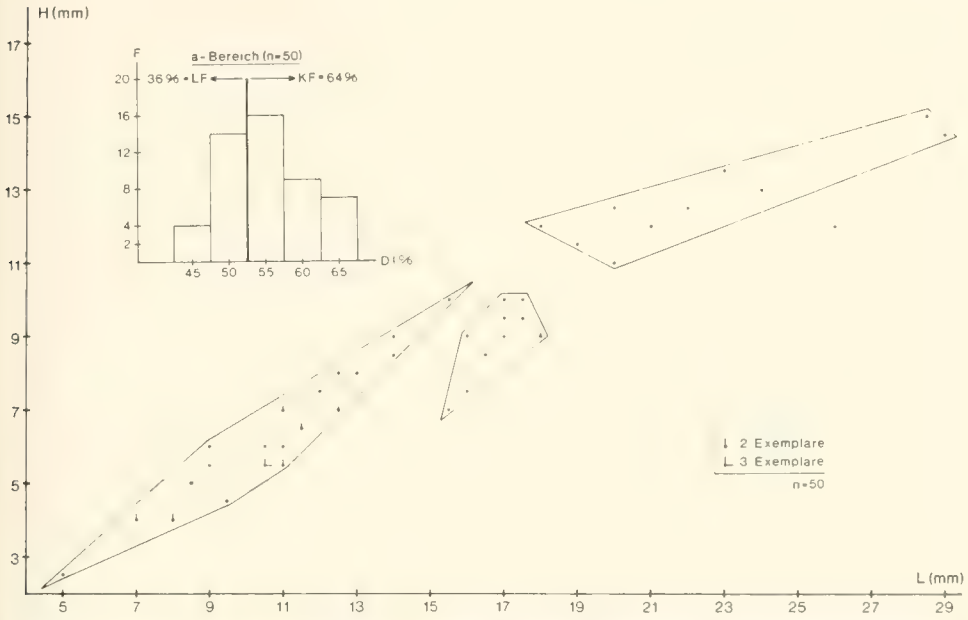


Abb. 5: *Barbatia (Barbatia) uhligi* (BOEHM). Langen-/Hohenverhaltnis von 50 Exemplaren aus dem a-Bereich des Profils. (Oben): Die Verteilung des Diameterindexes derselben Exemplare, die hier einen höheren Anteil an Langformen aufweist, als im b-Bereich.

Abschließend und zusammenfassend sei nochmals bemerkt, daß die vertikale Häufigkeit der hier untersuchten Formen wie *Barbatia (B.)* und *Stenocolpus* unmittelbar mit dem Wachstum des Riffes zusammenhängt und *Barbatia (B.) uhligi* wie *Stenocolpus biurgensis* morphologisch angepaßte Formen in den stotzennahen bzw. -fernen Bereich als Ökophänotypen dokumentieren.

Danksagung

Diese Arbeit wurde im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) bewilligten Forschungsvorhabens erstellt. Für die Finanzierung dieses Programms möchte ich an dieser Stelle der DFG danken. Weiterhin mochte ich Herrn Prof. Dr. D. HERM, Vorstand des Instituts fur Palaontologie und historische Geologie der Universität München, für die freundliche Aufnahme herzlich danken.

Schriftenverzeichnis

ARKELL, W. J. (1933): A monograph of British Corallian Lamellibranchia. – Palaeontogr. Soc. London, **5**: 181–228, Taf. 21–28; London.

BOEHM, G. (1881): Die Fauna des Kelheimer Diceraskalkes. II Bivalven. – Paleontographica, **28**, 4–5: 145–191, Taf. 23–40; Stuttgart.

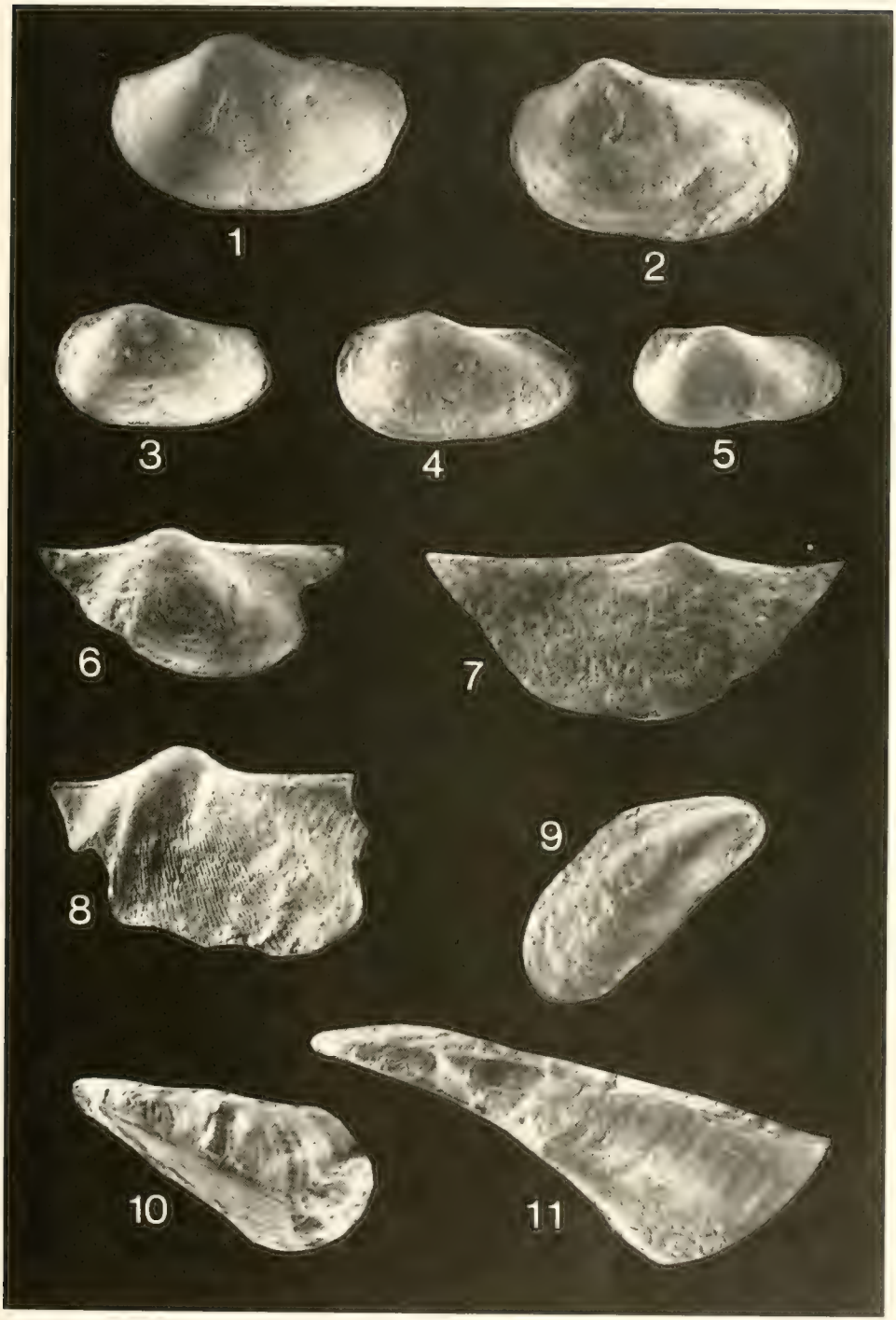
BOEHM, G. (1883): Die Bivalven der Stramberger Schichten. – Paleontographica, Suppl. **2**, 4: 493–680; Cassel.

Fortsetzung Seite 34

Tafelerklärung

Tafel 1

Fig. 1–5: *Barbatia (Barbatia) uhligi* (Boehm).
1: linke Klappe. 1980 XXX 43. X 2.
2: linke Klappe. 1980 XXX 37. X 2.
3: linke Klappe. 1980 XXX 44. X 2.
4: linke Klappe. 1980 XXX 30. X 2.
5: linke Klappe. 1980 XXX 45. X 2.
Fig. 6–8: *Stenocolpus biburgensis* n. gen. n. sp.
6: Holotyp: linke Klappe. 1980 XXX 1. X 1,5.
7: Paratyp: linke Klappe. 1980 XXX 4. X 1,5.
8: Paratyp: rechte Klappe. 1980 XXX 5. X 1,5.
Fig. 9: *Falcimytilus dietrichi* Cox.
rechte Klappe. 1980 XXX 15. X 3.
Fig. 10–11: *Pinna (Pinna) lanceolata* Sowerby.
10: rechte Klappe. 1980 XXX 18. X 2.
11: rechte Klappe. 1980 XXX 19. X 1.



YAMANI, S.-A.: Bivalven von Biburg (Oberoxford). Tafel 1

Fortsetzung von Seite 31

Cox, L. R. (1965): Jurassic Bivalvia and Gastropoda from Tanganyika and Kenya. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Suppl., **1:** 213 S., 30 Taf., 2 Abb.; London.

Choffat, P. (1885–1888): Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques lamellibranches. – Direct. trav. géol. Portugal, 2. Lfg. (Asiphonida), 1–76, Taf. 1–19; Lissabonne.

Dietrich, W. O. (1933): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Tendaguruschichten. – Paleontographica, Suppl. **7,** 2: 1–86; Stuttgart.

Duff, K. L. (1978): Bivalvia from The English lower Oxford Clay (middle Jurassic). – Palaeontogr. Soc. (Monogr.), 137 S., 13 Taf., 40 Abb.; London.

Goldfuss, A. & G. Münster (1833–1841): Petrefacta Germaniae. – Teil II: 1–68, Taf. 72–96, 1833; 69–140, Taf. 97–121, 1835; 141–224, Taf. 122–146, 1837; 225–312, Taf. 147–165, 1841; Düsseldorf (Arnz & Comp.).

Joukowsky, E. & J. Favre (1913): Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute Savoie, France). Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, **37,** 4: 295–523, 56 Abb., Taf. 6–34, 1 geol. Karte; Genf.

Laube, G. C. (1867): Die Bivalven des Braunen Jura von Balin. – Denkschr. math.-naturwiss. Kl. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, **27:** 3–53, Taf. 1–5; Wien.

Loriol, P. de (1901): Étude sur les mollusques des couches Coralliqénes inférieures du Jura Bernois. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **19,** 261–419, Taf. 28–57; Genève.

Loriol, P. de (1892): Études sur les mollusques et brachiopodes de l'oxfordien supérieur et moyen du Jura Bernois. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **28,** 119 S., 7 Abb.; Genève.

Loriol, P. de & A. Girardot (1904): Étude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen de Jura Lédonien. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **31,** 161–303, Taf. 20–27; Genève.

Loriol P. de & E. Pellat (1875): Monographie paléontologique et géologieque des étages supérieur de la formation jurassique des environs de Boulonais Sur-Mer. – Mém. Soc. Phys. Hist. natur. Genève, **24,** S. 1–326, Taf. 11–26; Genève.

Loriol P. de; E. Royer & H. Tromback (1872): Monographie Paléontologieque et géologique des étages supérieurs de la formation jurassique du departement de la Haute-Marne. – Mém. Soc. Linn, Normandie, **16:**, 1–542, Taf. 1–26; Paris.

Mayr, E. (1967): Artbegriff und Evolution: 617 S., 65 Abb., 42 Tab.; Hamburg, Berlin, (Verlag P. Parey).

Moor, R. C. (Herausgeber) (1969): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, 1+2, Mollusca 6, Bivalvia, XXXVIII+952 S., 6198 Abb.; Boulder, Col. (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas).

Orbigny, A. d' (1850): Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. **1,** 394 S.; Paris (Masson).

Phillips, J. (1829): Illustrations of the geology of Yorkshire. – 184 S., 14 Taf., 1 geol. Karte, 9 Profiltaf.; York (Wilson).

Quenstedt, F. A. (1852): Handbuch der Petrefactenkunde. – Text und Atlas: 792 S., 62 Taf.; Tübingen (Laupp & Siebeck).

Römer, F. A. (1836–1839): Die Versteinerungen des norddeutschen Dolithengebirges. – 218 S., 16 Taf., 1836; Nachtrag: 59 S., 5 Taf., 1839; Hannover (Hahn'schen Hofbuchhandlung).

Schairer G. & S. A. Yamani (1983): Die Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg/Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb), Allgemeine Übersicht. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22:** –, 5 Abb.; München.

Sowerby, J. (1821): The mineral conchiology of Great Britain. – vol. III: 194 S., Taf. 204–306; London (Arding).

Thurmann, J. & A. Etallon (1863): Lethea Bruntruntana, ou études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura Bernois et en particulier les environs de Porrentruy. – Nouv. Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., **19:** 147–354, Taf. 14–19; Zürich.

Wellnhofer, P. (1964): Zur Pelecyopodenfauna der Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithon). – Bay. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **119:** 143 S., 69 Abb., 7 Taf., 2 Tab.; München.

Yamani, S. A. (1975): Bivalven-Fauna der Korallenkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Unteres Tithonium, Bayern. – Palaeontographica, Abt. A., **149:** 31–118, 6 Taf., 43 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.

Yin, T. H. (1931): Étude de la fauna du Tithonique coralligène du Gard et de l'Herault. – Trav. Lab. géol. Fac. Soc. Lyon Fasc. 17, Mém. **14,** 1–200, 21 Abb., 18 Taf., 1 Kt.; Lyon.

Zieten, C. H. v. (1830): Die Versteinerungen Württembergs. – 8.–12. Heft, 57–102, Taf. 43–72; Stuttgart (Unsere Zeit).

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 35–39 | München, 31. 12. 1982

Eine neue paleozäne Sepiide aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg

Von Franz Traub*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 2

Kurzfassung

Aus den paleozänen Oichinger Schichten des Haunsberges nördlich Salzburg wird *Belopterina neumaieri* n. sp. beschrieben und von dieser Art ein Rekonstruktionsversuch des Gehäuses gemacht.

Abstract

Belopterina neumaieri n. sp. from the paleocene strata of Oiching, Haunsberg N Salzburg is described and an attempt of reconstruction of this species is made.

Inhalt

1. Einleitung 35
2. Systematischer Teil 36
3. Rekonstruktionsversuch des Gehäuses von *B. neumaieri* 37
4. Schriftenverzeichnis 38

1. Einleitung

Funde von dibranchiaten Cephalopoden gehören zu den großten Seltenheiten im Paleozän des Haunsberges. In meiner mehr als 50jährigen Sammeltätigkeit kamen zwei Reste zum Vorschein, zuerst ein Phragmocon, der vorläufig als *Belopteva broili* Traub (1938, S. 108, Taf. 8, Fig. 20 a–c) beschrieben wurde und von Birkelund, 1956, S. 26 mit *Belemnoteuthis* in Beziehung gebracht wird. Dieses Stück wurde von der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie an Herrn Dr. J. A. Jeletzky, Ottava, Kanada, zur weiteren Untersuchung ausgeliehen. Zum zweiten Mal glückte mir vor einiger Zeit ein weiterer Fund in den Oichinger Schichten des Kroisbaches und zwar in der fossilreichen Grabung Kch 11 a. Ihre genaue Lage geht aus Traub, 1981, S. 43 hervor. Es handelt sich um ein Bruchstück eines Rostrums des Genus *Belopterina* Munier-Chalmas 1872, dem die folgenden Ausführungen gewidmet sind.

*) Dr. Franz Traub, Institut fur Palaontologie und historische Geologie der Universitat, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Wiederum habe ich Herrn Prof. Dr. D. Herm für die Bereitstellung einer Arbeitsmöglichkeit herzlich zu danken. Herrn Dr. G. Schairer gilt mein innigster Dank für die Durchsicht des Manuskriptes. Herr F. Hock fertigte die Photos an, Herr K. Dossow war mir mit der Durchführung der Zeichenarbeiten behilflich und retuschierte die Tafel.

2. Systematischer Teil

Die systematische Anordnung erfolgte nach J. A. Jeletzky 1966. Das Rostrum von *Belopterina neumaieri* wird in der Bayer. Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie unter der Inventarnummer BSP 1943 II 480 aufbewahrt.

Classis Cephalopoda Cuvier 1794
Subclassis Coleoidea Bather 1888
Ordo Sepiida Zittel 1895, emend. Naef 1916
Familia Belopteridae Naef 1922
Genus *Belopterina* Munier-Chalmas 1872

Belopterina neumaieri n. sp.
Taf. 2, Fig. 1–6

Material: 1 Bruchstück eines Rostrums
Holotypus: 1943 II 480, Taf. 2, Fig. 1–6

Maße: L 12,8 mm,	B dorsoventral in der Mitte	8,5 mm
	D in der Mitte	5,0 mm
	B dorsoventral an der Fraktur	8,1 mm
	D an der Fraktur	4,7 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a
Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän
Derivatio nominis: zu Ehren meines Freundes Herrn Universitätsprofessor Dr. Ferdinand Neumaier, München

Diagnose: eine neue Art des Genus *Belopterina* Munier-Chalmas 1872, von der bis jetzt nur ein sehr gut erhaltenes Bruchstück eines Rostrum vorliegt. Das abgeplattete Rostrum hat in der Mitte einen breiten, fast elliptischen Querschnitt, wobei die ventrale Seite schmäler ist als die dorsale Seite. Vorne an der Fraktur in der Höhe der Anfangskammern des Phragmocons ist der Querschnitt verschmalert, beilformig und allseits gerundet. Bei der bilateralen Symmetrie entstehen durch die nach dorsal sehr verlagerten Langswülste der Muskelmantelansätze zwei mit der Längsseite gegeneinander liegende dreieckige Felder mit sehr stumpfen Externwinkeln auf der rechten und linken Seite.

Beschreibung: Das Rostrum ist langlich, abgeplattet, von der dorsalen und ventralen Seite her betrachtet schmal, U-förmig (Taf. 2, Fig. 3 und 4).

Seitenbegrenzung (Fig. 5 und 6) dorsal vom Apex ein zur Langsachse unter einem Winkel von 50° ansteigender flacher Bogen, der nach vorne in einen sehr flachen Bogen etwa parallel zur Langsachse übergeht. Seitenbegrenzung ventral vom Apex ein unter einem Winkel von 25° zur Langsachse ausgerichteter flacher Bogen, an den sich nach vorne ein sehr flacher Bogen parallel zur Längsachse anschließt.

Der Querschnitt des Rostrums ist in der Mitte breiter (Fig. 1) als an der Fraktur (Fig. 2), wie aus den eingangs mitgeteilten Meßwerten hervorgeht. Die Fraktur (Fig. 2) zeigt den Abdruck der Anfangskammern des Phragmocons als sehr ventral verlagerte Delle, die noch teilweise die Perlmutterschicht enthält.

Die Seitenwülste (Fig. 5 und 6) sind in der Nähe des Apex kaum entwickelt. Im weiteren Verlauf nach vorne machen sie in der Mitte zwischen Apex und Fraktur einen ventral ausgerichteten flachen, jedoch deutlichen Bogen (Abb. 1a). An der Fraktur treten sie als stumpfe Seitenkanten hervor.

Die Zuwachslinien der Fraktur (Fig. 2) strahlen von der Delle konzentrisch aus und erreichen den jeweiligen Außenrand. Die Zuwachslinien der ventralen Seite (Fig. 3) sind schmal, besenartig, nur in der Mitte gehen sie vom Apex aus und verlaufen parallel zur Längsachse. Die Zuwachslinien der dorsalen Seite (Fig. 4) konvergieren zum Apex und sind im übrigen insgesamt parallel zur Längsachse ausgerichtet. Die Zuwachslinien der rechten Seite (Fig. 6) sind ventral vom Längswulst und auf diesem breit-bogenförmig angeordnet. Dorsal vom Längswulst bilden die Zuwachslinien mehr oder minder gerade, zum Teil unterbrochene Streifen parallel zur Längsachse, die nach hinten zum Apex konvergieren. Die Zuwachslinien der linken Seite (Fig. 5) verhalten sich spiegelbildlich zur rechten Seite.

Bemerkungen: Als nähere Vergleichsform kommt *Belopterina levesquei* Fer. et d'Orb. aus dem Thanet von Chenay, Frankreich, in Betracht, wovon die Bayer. Staatssammlung 2 Stücke besitzt. In Übereinstimmung mit *B. neumaieri* sind bei beiden Rostren die Seitenwülste im hinteren Teil über dem Apex fast unauffällig, im mittleren Teil sind sie undeutliche Wülste, jedoch in der Höhe der Anfangskammer gestalten sie sich fast zu Längskanten um. Gänzlich verschieden sind jedoch die Querschnitte. *B. neumaieri* ist von der ventralen und dorsalen Seite her betrachtet auch in der Mitte zwischen Apex und Fraktur äußerst schlank, dagegen ist *B. levesquei* an gleicher Stelle wesentlich breiter und kolbenartig. In der Höhe der Anfangskammern des Phragmocons sind bei *B. levesquei* die rechte und linke Seite in der Mitte stark eingezogen, so daß dieser Querschnitt an eine Acht erinnert, während bei *B. neumaieri* die entsprechenden Seitenteile nicht eingezogen sind und eine Beilform entsteht.

3. Rekonstruktionsversuch des Gehäuses von *B. neumaieri*.

Obwohl vom Rostrum nur der hintere Teil vom Apex bis zu den Anfangskammern des Phragmocons erhalten ist, soll im engen Anschluß an Naef (1922, S. 45, Fig. 11 und S. 53, Fig. 16) der Versuch unternommen werden, das Gehäuse von *B. neumaieri* zu rekonstruieren (Abb. 1).

Wir gehen dabei vom vorderen Querschnitt (Fig. 2) aus, der durch die Fraktur entstanden ist. Dieser beilförmige Querschnitt zeigt an der Ventralseite eine elliptische Delle, welche auf die Anfangskammern des Phragmocons hinweist. Nach Abb. 1a ist diese Delle wahrscheinlich der Abdruck der dritten Kammer, weil das Capitulum, das die erste und zweite Kammer bedeckt, abgebrochen ist.

Die erwähnte Delle hat einen weiten Abstand von der Dorsalbegrenzung des vorhandenen Rostrums. Es ist daraus zu schließen, daß sich das Rostrum von der Fraktur aus in einen breiten, nach vorne auslaufenden ventral stark gekrümmten Keil fortsetzt. In gleicher Weise muß der Phragmocon anfänglich stark gekrümmt sein (Abb. 1a).

Die Verdickung und Verschärfung der Seitenwülste gegen die Fraktur hin läßt die Vermutung zu, daß von der Fraktur nach vorne Seitenkanten entwickelt sind.

Der Phragmocon mit dem Sipho, welche anfangs in einer vom Rostrum gebildeten Alveole stecken und erst nach vorne frei werden, wurde nach den Angaben von Naef (1922), insbesondere nach Fig. 11, „der hypothetischen Urform aller Sepioiden" eingezeichnet.

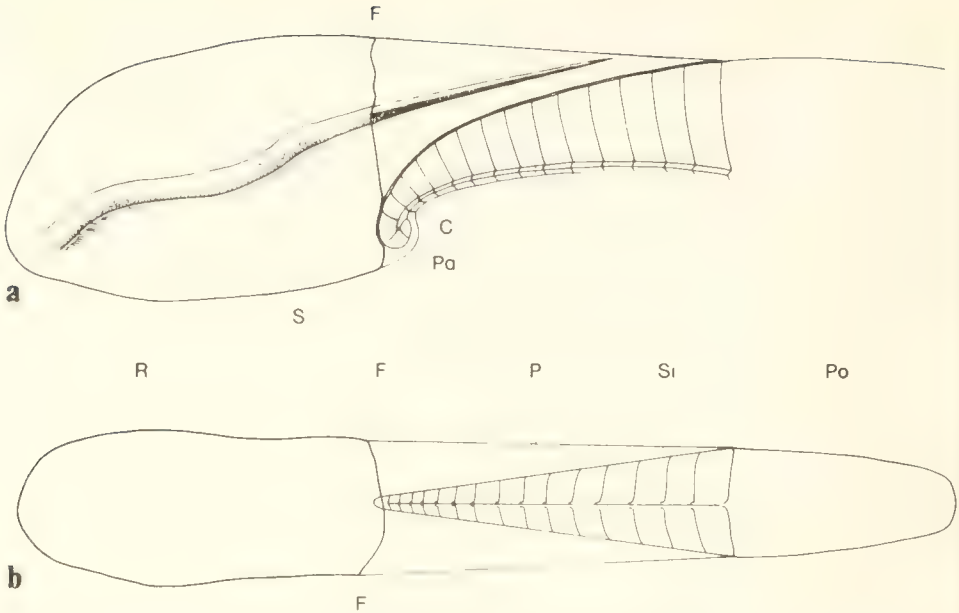


Abb. 1: Rekonstruktionsversuch des Gehäuses von *Belopterina neumaieri* n. sp., vor der Fraktur F ergänzt. a Längsschnitt der rechten Seite, b Längsschnitt der ventralen Seite, R Rostrum, Pa Anfangskammern des Phragmocons, C Capitulum, P Phragmocon, Si Sipho, Po Proostratum, S Seitenwulst

4. Schriftenverzeichnis

BIRKELUND, T. (1956): Upper cretaceous belemnites from West Greenland. – Medd. om Grønland, **137**, Nr. 9: 1–28, 1 Textfig., Taf. 1; København.

JELETZKY, J. A. (1966): Comparative Morphology, Phylogeny, and Classification of fossil Coleoidea. – The University of Kansas Paleontological Contributions, Mollusca, Art. 7: 1–162, Taf. 1–25, Fig. 1–15; The University of Kansas Publications.

NAEF, A. (1922): Die fossilen Tintenfische, eine paläozoologische Monographie. –: 1–322, 1 Titelbild, 101 Abb.; Jena (G. Fischer).

TRAUB, F. (1938): Geologische und palaeontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiars im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. – Palaeontographica **88**, Abt. A: 1–108, Taf. 1–8, 2 Abb., 1 geol. Karte, 3 Profile; Stuttgart.

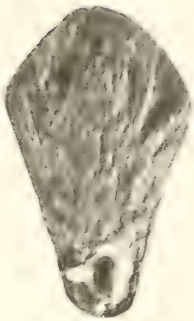
TRAUB, F. (1981): Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helveticum des Haunsberges nördlich von Salzburg, 2. Fortsetzung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. **21**: 41–63, Taf. 10–11; München.

Tafelerklärungen

Tafel 2

Fig. 1–6: *Belopterina neumaieri* n. sp., Holotypus, 5×, BSP Nr. 1943 II 480
Fig. 1: Querschnitt in der Mitte zwischen Apex und Fraktur, vom Apex her gesehen
Fig. 2: Querschnitt an der Fraktur mit Abdruck der Anfangskammern des Phragmocons
Fig. 3: Ansicht der ventralen Seite
Fig. 4: Ansicht der dorsalen Seite
Fig. 5: Ansicht der linken Seite
Fig. 6: Ansicht der rechten Seite

1



2

3

4

5

6

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 22 | 41–45 | München, 31. 12. 1982

First occurence of *Eryma bedelta* (QUENSTEDT) (Crustacea, Decapoda) from the Aalenian of Iran

By Reinhard FÖRSTER and Kazem SEYED-EMAMI*)

With 3 text-figures

Abstract

A single specimen of a macrurous decapod is described for the first time from the Aalenian of northern Iran (Central Alborz). It is referred to *E. bedelta* (QUENSTEDT), a long ranging ancestral species with a wide distribution in the Middle Jurassic of northwestern Europe.

Kurzfassung

Aus dem unteren Dogger des Imamzadeh Hashim Passes (Zentralalborz) wird zum ersten Mal der Rest eines Langschwanzkrebses beschrieben. Er wird *Eryma bedelta* (QUENSTEDT) zugeordnet, einem im Dogger NW-Europas langlebigen und weitverbreiteten primitiven Vertreter der Gattung *Eryma*.

Biostratigraphy and age

In North and Central Iran the Lower and a varying part of the Middle Jurassic consists of clastic, partly terrestrial and carbonaceous sediments, known as Shemshak Formation (ASSERETO 1966; NABAVI & SEYED-EMAMI 1977). This detritic sequence with thicknesses varying from a few meters to more than 3000 m shows conspicuous marine transgressions in Early Sinemurian, Domerian and Toarcian/Aalenian times (SEYED-EMAMI, 1967, 1971; ASSERETO et al. 1968). The specimen described here has been obtained from the Shemshak Formation north of the Imamzadeh Hashim Pass on the main road to Amol (ca. 80 km northeast of Tehran). At this locality the Shemshak Formation attains a thickness of more than 2000 m and rests discontinuously (beginning with few meters of refractory clays) upon an eroded and karsty surface of Lower Triassic limestones (Calcaires Vermiculés of the Elikah Formation). A threefold division of the Shemshak Formation as proposed by NABAVI & SEYED-EMAMI (1977) can be observed. The lower part consists of a sequence of dark, grey-olive shales, siltstones and greywackes with a few thin-bedded calcareous beds containing marine fauna (pelecypods and belemnites); there are also some smaller coal-seams. The middle part consists mainly of green quartzose sandstones and shale intercalations with some pelecypods and ammonites (*Amaltheus*, *Arieticeras*, *Dactylioceras*). The

*) Dr. R. FÖRSTER, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2; Prof. Dr. K. SEYED-EMAMI, University of Tehran, Faculty of Engineering, Tehran, Iran, P. O. Box 1558.

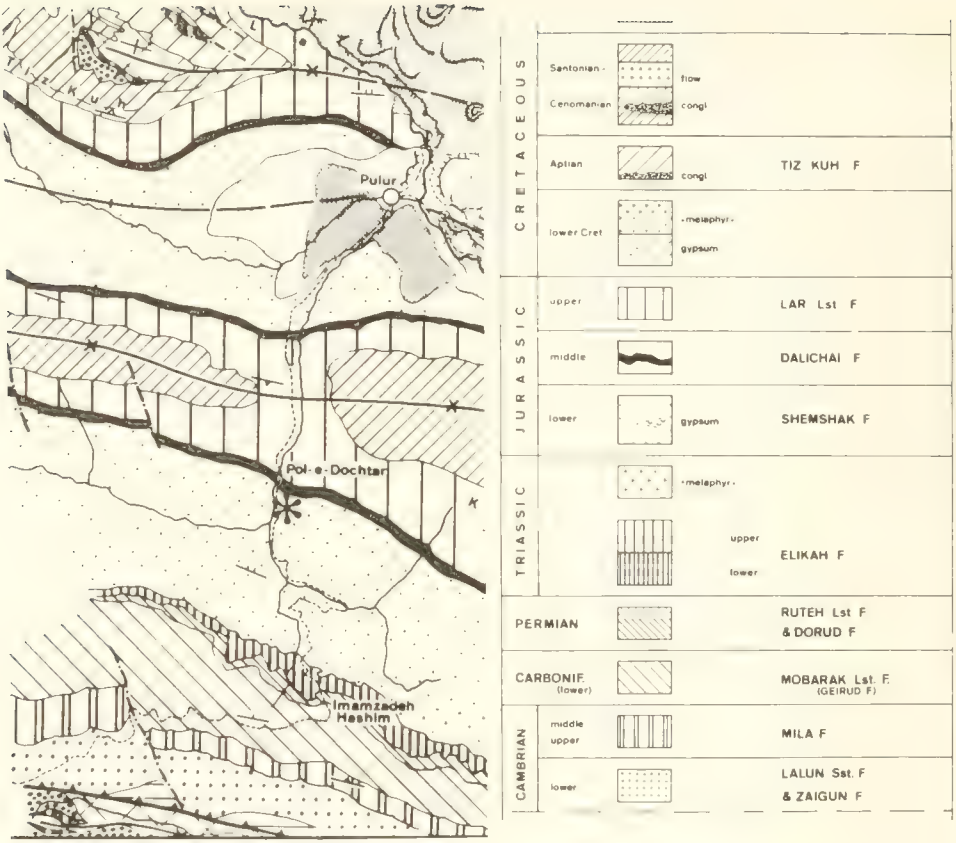


Fig. 1: Geological map of the Imamzadeh Hashim area (after ALLENBACH 1966) and site from which *Eryma bedelta* has been collected.

upper part begins with a sequence of micaceous shales and calcareous sandstones containing a rich marine fauna of Toarcian–Aalenian age (*Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE), *Leioceras opalinum* (REINECKE), *Ludwigia murchisonae* (SOWERBY) etc). In the higher parts it gives way to greyish-blue, sterile marls which are continuously overlain by the limestones and marls of the following Dalichai Formation (Mid.-Upper Dogger).

Systematic description

Order Decapoda LATREILLE 1803
Infraorder Astacidea LATREILLE 1803
Family Erymidae v. STRAELEN 1924
Genus *Eryma* v. MEYER 1840

Eryma bedelta (QUENSTEDT 1857)

Synonymy: see FORSTER 1966: 95
Horizon and locality: Shemshak Formation, upper part with *Leioceras opalinum* (REI-

NECKE), *L. costosum* (QUENSTEDT) and *L. comptum* (REINECKE) of the *opalinum* Zone; about 800 m southeast of the bridge Pol-e-Doch-tar.

Diagnosis: Postcervical groove deeper than branchiocardiac groove; grooves nearly parallel and no joining at their ventral ends. Short, but distinct gastrical groove. Tubercle w distinct. Surface granulate to punctate.

Measurements: (in mm)

L	H	G	Ca	Cp	B	Hd	Hb	bb
37,1	22,5	17,0	7,8	3,8	8,5	8,2	16,0	5,8

L/H	H/Hd	H/Hb	L/G	C/B	Ca/Cp	C/bb
1.6	2.7	1.4	2.2	2.4	2.1	2.0

Abbreviations for measurements (for illustration see FORSTER 1966, fig. 1) *L* length of carapace; *H* height of carapace; *G* length of gastric region (measured from base of rostrum to cervical groove along dorsal midline); *Ca* length of anterior part of cardiac region (= distance cervical to postcervical groove along dorsal midline); *Cp* length of posterior part of cardiac region; *B* length of branchial region (measured from dorsal trace of branchiocardiac groove to posterior edge of carapace; *Hd* hight of gastric region (measured from gastric groove to projection of dorsal midline); *Hb* height of cardiac region (measured from junction of branchiocardiac and hepatic grooves to projection of dorsal midline); *bb* distance between cervical and junction of branchiocardiac and hepatic grooves.

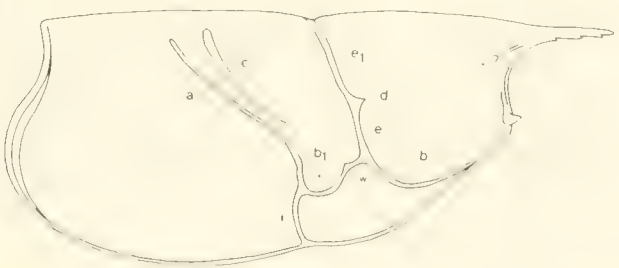


Fig. 2: *Eryma bedelta* (QUENSTEDT); Terminology of carapace grooves. *ce*$_1$ cervical groove; *d* gastroorbital groove; *b* antennal groove; b_1 hepatic groove; *c* postcervical groove; *a* branchiocardiac groove; *x* attachment area of the adductor testis muscle; *w* external articulation of the mandible.

Remarks: FORSTER recently (1966:95) summarized all informations on known representatives of the species *E. bedelta* (QUENSTEDT), showing up that different preservation styles (specimens with shell; steinkerns of decalcified and compressed molts; in shales, limestones or sandstones) and the use of regional different names from the last century (*E. greppini, E. elegans, E. girodi, E. bizet* e. g.) concealed the real stratigraphic and geographic range of this ancestral type, from which the bulk of the Late Jurassic erymids can be derived by a rapid radiation in mid-Jurassic times. The new Iranian specimen excellently coincides in all measured parameters and in its ornamentation with carapaces of *E. bedelta* from Europe. The greater height depends on the higher degree of lateral compression for this single right half of a dorsally splitted carapace.

In Europe this ancestral form ranges from the Late Toarcian (with first occurrences in eastern France and eastern England) to the Early Callovian (Cornbrash) of eastern England, with a maximum during the Bajocian-Bathonian in northwestern Europe (E-England, N- & E-France, W-Switzerland, N- & S-Germany).

Fig. 3: (above): *Eryma bedelta* (QUENSTEDT) from the Shemshak Formation *(opalinus*-zone), Imamzadeh Hashim Pass northeast of Tehran, Iran; × 1; (München Inv. Nr. 1979 I 129) – (below): *Eryma bedelta* (QUENSTEDT) from the upper Bathonian, Eimen, near Einbeck, northern Germany (fig. FÖRSTER 1966, pl. 14, fig. 6); × 1; (Geol. Komm. Berlin Nr. x 262).

Prior to this study there was no reference for an occurrence of *E. bedelta* in the tethyan realm, from which in general only few representatives of the genus *Eryma* have been described: A right half of a carapace from the Early Aalenian of Jefbi (Moluccas, Indonesia), *Eryma bochmi* v. STEAETEN (1931: 158, figured by SOLEGER 1913: 622, pl. 24, fig. 9) differs in the unusual dorsal lengthening of the cardiac region and the extremely shortening of the branchial region. A left half of a carapace and a (?) right chela from the Late Bathonian of northern Tanzania, described by HENNIG (1924: 47, pl. 2, fig. 11, pl. 3, fig. 11) as *E. calloviensis* shows with the joining of posteervical and branchiocardiac grooves closer relationships to *E. ornata* (QUENSTEDT). Two carapace fragments from Tanzania, primarily referred to *E. bedelta* (BEURLEN 1933: 89, fig. 1) and later to *E. fossata* KRAUSE (HENNIG 1937: 185) originate from the much younger Mandawa Series (Septarienmergel, Kimmeridgian) and can probably placed in *E. madagascariensis* SECRETAN.

The occurrence of this benthonic decapod associated with other elements of the northwestern European realm supports closer marine connections between these two areas during Toarcian – Early Bajocian times.

Acknowledgements

This study and its printing was supported by the Alexander-von-Humboldt-Stiftung (Research fellowship); it was done at the Institut für Paläontologie und historische Geologie, München.

References

ALLENBACH, P. (1966): Geologie und Petrographie des Demavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz), Iran. – Mitt. Geol. Inst. E. T. H. Zürich, N. F., **63:** 144 pp.; Zürich.

ASSERETO, R. (1966): The Jurassic Shemshak Formation in Central Elburz (Iran). – Riv. Ital. Paleont. **72:** 1133–1182; Milano.

ASSERETO, R., BARNARD, P. D. W. & FANTINI SESTINI, N. (1968): Jurassic Stratigraphy of Central Elburz (Iran). – Riv. Ital. Paleont. **74:** 3–21; Milano.

BEURLEN, K. (1933): Crustacea Decapoda aus den Tendaguruschichten. – Palaeontographica, Suppl. **7:** 2. Reihe, Teil 2: 89–94, 4 pls.; Stuttgart.

FÖRSTER, R. (1966): Über die Erymiden, eine alte konservative Familie der mesozoischen Dekapoden. – Palaeontographica **125:** 61–175, pls. 13–20, 37 figs.; Stuttgart.

HENNIG, E. (1924): Der mittlere Jura im Hinterlande von Daressalaam (Deutsch-Ostafrika). – Monogr. z. Geol. Palaeont. Ser. II, Heft 2: 131 pp., 4 pls.; Leipzig.

HENNIG, E. (1937): Der Sedimentstreifen des Lindi-Kilwa-Hinterlandes. – Palaeontographica, Suppl. **7**, 2. Reihe, Teil 2: 99–186, pls. 13–15, 26 figs.; Stuttgart.

NABAVI, M. H. & SEYED-EMAMI, K. (1977): Sinemurian Ammonites from the Shemshak Formation of North Iran (Semnan Area, Alborz). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **153:** 70–85, 9 figs.; Stuttgart.

SEYED-EMAMI, K. (1967): Zur Ammoniten-Fauna und Stratigraphie der Badamu-Kalke bei Kerman, Iran (Jura, oberes Untertoarcium bis mittleres Bajocium). – Thesis Ludw.-Max. Univ., 180 pp., 15 pls.; München (unpublished).

SEYED-EMAMI, K. (1971): The Jurassic Badamu Formation in the Kerman region, with remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran. – Geol. Surv. Iran. Rep. **19,** 80 pp., 15 pls.; Tehran.

SOERGEL, W. (1913): Lias und Dogger von Jefbie. - in: BOHM, G. Geologische Mitteilungen aus dem indo-australischen Archipel. – N. Jb. Miner. BB, **36:** 586–650, pls. 21–24; Stuttgart.

STRAELEN, V. van (1931): Arthropoda. – in: Onze palaeontologische Kennis van Nederlandsch Oost-Indie in 1930. – Leid. geol. Meded. **5,** Feestbundel K. Martin: 156–163; Leiden

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 22 | 47–61 | München, 31. 12. 1982

Schwamm-Spiculae als Bestandteil agglutinierter Wohnröhren von Anneliden aus dem Ottnang des Kaltenbach-Grabens NE Miesbach (Subalpine Molasse, Oberbayern)

Von Herbert Hagn, Ingrid Burger-Galloth & Wolfgang Polz*)

Mit 3 Abbildungen und Tafel 3–4

Kurzfassung

Im Mittel-Ottnang des Kaltenbach-Grabens NE Miesbach (Subalpine Molasse) wurden Wohnröhren von Anneliden entdeckt, die fast ausschließlich aus Nadeln von Kieselschwämmen bestehen. Die Köcher dieser zu den Sedentarida gehörenden Würmer werden zur Unterordnung der Drilomorpha gestellt und mit Vorbehalt der Gattung *Owena* zugeordnet. Ferner werden die Beziehungen der neuen Art ?*Owena voigti* zu den Terebellomorpha aufgezeigt. Gleichzeitig wird die Bedeutung des Kaltenbach-Grabens als berühmte Fossillagerstatte gewürdigt.

Abstract

In the Kaltenbach creek NE Miesbach (Subalpine Molasse) tubes of annelides (Sedentarida) were discovered in the middle part of the Ottnangian stage. They consist nearly exclusively of spicules of silicious sponges. These tubes are arranged to the suborder Drilomorpha and provisionally determined as genus *Owena*. The relations between the new species ?*Owena voigti* and the suborder Terebellomorpha are discussed. The importance of the Kaltenbach creek as a famous locality for fossils is duly considered.

Inhalt

1. Der Kaltenbach-Graben – eine klassische Lokalität des bayerischen Alpenvorlandes 48
2. Fundort und Fundschicht 49
3. Die Funde agglutinierter Wurmrohren 53
   3.1 Beschreibung von ?*Owenia voigti* n. sp. 53
   3.2 Beziehungen zu den Terebellomorpha 55
4. Ökologische Folgerungen 56
5. Vergleich mit anderen agglutinierenden Organismen 57

Schriftenverzeichnis 58

*) Prof. Dr. Herbert Hagn, cand. geol. Ingrid Burger-Galloth und cand. geol. Wolfgang Polz, Institut fur Palaontologie und historische Geologie der Universitat Munchen, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

1. Der Kaltenbach-Graben – eine klassische Lokalität des bayerischen Alpenvorlandes

Im September 1980 entdeckten I. Burger-Galloth und W. Polz im Unterlauf des Kaltenbach-Grabens mit Schwammnadeln verkleidete Wurmröhren, deren Bearbeitung lohnend erschien. Da Fossilien aus dem Stamm der Annelida aus der bayerischen Molasse bis jetzt noch nicht beschrieben wurden, stellen die neuen Funde eine willkommene Ergänzung der Fauna des Kaltenbach-Grabens dar. Um das Verständnis der Fundumstände zu erleichtern, sei dem stratigraphischen, paläontologischen und palaobiologischen Abschnitt der vorliegenden Arbeit ein kurzer historischer Überblick vorausgeschickt.

„Der ungemein unwegsame Kaltenbach" (Gümbel 1875, S. 31) liegt auf Gradabteilungsblatt Nr. 8137 Bruckmuhl der Topographischen Karte von Bayern 1:25000. Er verläuft südlich der Autobahn München-Salzburg in Richtung Dettendorf („Todtendorf" bei Gümbel 1887, S. 270). Seine Aufschlüsse wurden zum erstenmal vor 121 Jahren beschrieben.

Gümbel (1861, S. 757) wies auf die faziellen Beziehungen der marinen miozänen Molasse Oberbayerns einmal zum Muschelsandstein bzw. zur subalpinen Meeresmolasse der Schweiz und zum anderen zu „den meerischen Bildungen Oberosterreichs" hin. Er ergänzte seine Beobachtungen mit den Worten: „Der Gesammteindruck dieses Profils ist vorwaltend der eines zu einem unzertrennbaren Ganzen zusammengehörigen Schichtenkomplexes" (l. c., S. 776).

Mayer Eymar (1868, Tab.), dem die Tertiar-Stratigraphie die Benennung zahlreicher Stufen verdankt, gelang eine erste Gliederung der gesamten Schichtfolge. Er stellte ihren jüngeren Anteil, der auch die Fundschicht der Wurmrohren einschließt, in seine Helvet-Stufe. Auf die „mollasse à grains verds" folgt im Profil die „couche à *Ostr. crassissima*". Erstere verglich er mit den Schichten von Serravalle (Mittel-Helvet), wahrend er das letztgenannte Schichtglied den Schichten von St. Gallen (Ober-Helvet) gleichstellte.

In einer späteren Arbeit sah Gümbel (1887, S. 273) in den jüngeren Schichten des Kaltenbach-Grabens Äquivalente der „sandigen Ablagerungen des Wiener Beckens von Grund und dem St. Gallener Muschelsandstein". Im Hangenden entdeckte er brackische Sedimente, die den Kirchberger Schichten Schwabens entsprechen (l. c., S. 273–274).

In den folgenden Jahrzehnten wurde der Kaltenbach-Graben zwar wiederholt im Schrifttum genannt, doch fehlen aus dieser Zeit eingehende Untersuchungen. Seine Schichten wurden entweder in das Burdigal o d e r – seltener – in das Helvet gestellt (Literatur bei Holzl 1958, S. 13).

Ab 1927 fuhrte O. Holzl, ein fruherer Bergmann der Pechkohlengrube Hausham, planmäßige Fossilaufsammlungen im Kaltenbach-Graben durch. Im Lauf der Zeit zeigte sich, daß in diesem Einschnitt Ablagerungen sowohl des Burdigals als auch des Helvets in mariner Fazies aufgeschlossen sind (Hagn & Hölzl 1952, S. 75, 92; Hölzl 1953, S. 208–209).

Einige Jahre spater konnte Holzl (1958) eine Monographie der Mollusken-Fauna des Burdigals der oberbayerischen Molasse vorlegen, in der der Kaltenbach-Graben eine überragende Rolle spielte. Wie einst Ernst Haeckel (1865) fur seine Radiolarien-Monographie die Professur in Jena erhielt, so wurde Otto Holzl 1959 aufgrund seiner Verdienste zum Ehrendoktor der Ludwig-Maximilians-Universität in München ernannt (Hagn 1978, S. 8).

Nach Holzl (1958, S. 14) sind die jungeren Ablagerungen des Kaltenbach-Grabens als graue Sandmergel und Mergel der „Grunder Fazies" ausgebildet. In einer späteren Textstelle (l. c., S. 24) beschrieb er sie als „hellgraue, stark verfestigte Sande, die in schwachen Schnüren oder richtungslos eingelagert eine vollmarine Fauna fuhren". Diesem Schichtkomplex sind ferner dunkelgraue, verfestigte Mergel eingeschaltet. Holzl stufte diese Ablagerungen in das Obere Helvet ein.

In jungster Zeit schlug Holzl (in Rögl, Schultz & Holzl 1973, S. 183–184) für diese Schichten die Bezeichnung „Alber Mergel" vor, die der Alber Schichtengruppe des Ottnang (vgl.

hierzu S. 53) angehören. Im Hangenden der Alber Mergel tritt die dickschalige Auster *Ostrea (Crassostrea) gryphoides* (Schloth.) nicht selten auf.

Der Vollständigkeit halber seien noch einige weitere Angaben zur Fossilführung des Kaltenbach-Grabens gemacht. So erwähnte Liebus (1902, S. 98 usf.) einige wenige Foraminiferen von dieser Lokalität. Hagn (1950, S. 15, Taf. 4, Fig. 4–5) beschrieb Nummuliten und Assilinen, die aus dem Eozän des südlichen Rücklands eingeschwemmt wurden. Wenige Jahre später bildete derselbe Autor (Hagn 1955, Taf. 71, Bild 2) einen Dunnschliff eines sandigen Congerienkalkes ab, der den von Gümbel (1887) entdeckten Kirchberger Schichten entnommen wurde. Schließlich konnten von G. Lantzsch, Bruckmühl, Skelettreste von zwei verhältnismäßig großen Fischen entdeckt werden, die von M. Lantzsch der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie dankenswerterweise überlassen wurden. Sie gehören der Familie Gobiidae Bonaparti 1831 an; ihre Zuordnung zur Gattung *Gobius* Linni 1758 ist nicht ganz gesichert (det. F. Pfeil, München).

Für die Lösung palaeogeographischer und tektonischer Fragen, die das alpine Rückland betreffen, sind schließlich Funde von Konglomeraten bedeutsam. So konnte Boden (1925, S. 477–478) im „Kaltwassergraben" (sic!) eine Anhäufung von Flyschgerollen in grobklastischen Einschaltungen östlich des Leitner-Grabens feststellen. In stratigraphisch älteren Konglomeraten (Geröllhorizont „im Mittelteil des Burdigals" nach Holzl 1958, S. 20) fand Hagn (1976, S. 129) zusammen mit zahlreichen Gerollen von Flysch-Oberkreide ein Rollstück aus dem Paleozän, das ebenfalls der Rhenodanubischen Flyschzone entstammt. Die Konglomerate des Kaltenbach-Grabens und des Gebiets um den Irschenberg werden derzeit von cand. geol. E. Hauser im Rahmen einer Diplomarbeit eingehend untersucht.

Aus alledem erhellt, daß der Kaltenbach-Graben in mannigfaltiger Hinsicht zur Bearbeitung reizt. Er bietet eindrucksvolle Einblicke in Schichtbestand, Schichtaufbau und Baustil im Bereich des aufgerichteten Südrands der Vorlandmolasse. Seine Aufschlüsse sind daher derzeit Gegenstand einer Diplomarbeit von Frau cand. geol. I. Burger-Galloth.

Für Hinweise auf Literatur sind die Autoren Herrn Dr. L. Happel, München, Herrn A. Lommerzheim, Münster, und Herrn Prof. Dr. E. Voigt, Hamburg, zu großem Dank verpflichtet. Herr Prof. Dr. E. Martini, Frankfurt a. M., führte die Bestimmung der Nannofossilien durch. Die technischen Arbeiten besorgten die Herren K. Dossow (Zeichnungen), G. Fuchs (Schlämmen, Auslesen, Mithilfe bei der Präparation) und F. Hock (Photos). Die Stereoscan-Aufnahmen wurden von Herrn Dipl.-Geol. W. Wenger angefertigt. Die Reinschrift des Manuskripts besorgte Frau M. Schröder. Allen Beteiligten sei für ihre allzeit verläßliche Hilfe herzlich gedankt.

2. Fundort und Fundschicht

Die Fundstelle der Wurmrohren liegt östlich des Fußwegs von Daxham nach Winnastött, ungefähr 150 m bachabwärts von der den Kaltenbach-Graben überquerenden Brücke (Abb. 1). Die Länge des Aufschlusses beträgt ca. 15 m. Die fossilführenden Mergel streichen am rechten Bachufer aus.

Das ausgebeutete Sediment ist als siltig-toniger, grauer, schwach glaukonitischer Mergel ausgebildet, der Laminae von Fein- bis Mittelsand einschließt. Stellenweise treten die Internstrukturen deutlich hervor. Man kann sie als offene und geschlossene Linsenschichtung („lenticular bedding") im mm-Bereich beschreiben (Abb. 2). Seltener wurde eine Parallel-Laminierung („parallel lamination") und eine wellige Wechselschichtung („wavy bedding") beobachtet. Entschichtete Bereiche sind vermutlich auf Bioturbation zurückzuführen. Die im Sediment aufrechtstehenden Wurmköcher wurden ausschließlich in den entschichteten Gesteinspartien angetroffen (Abb. 3).

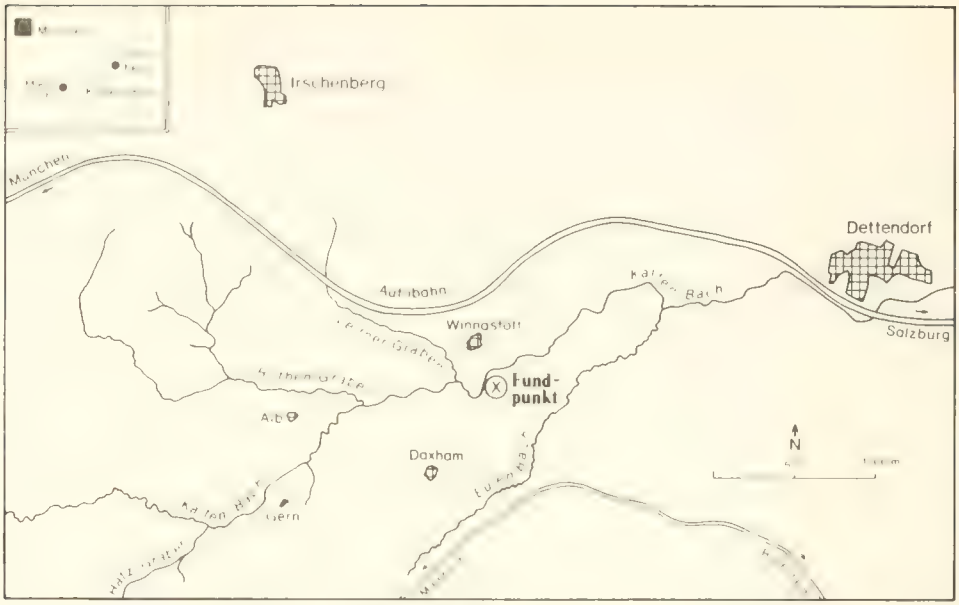
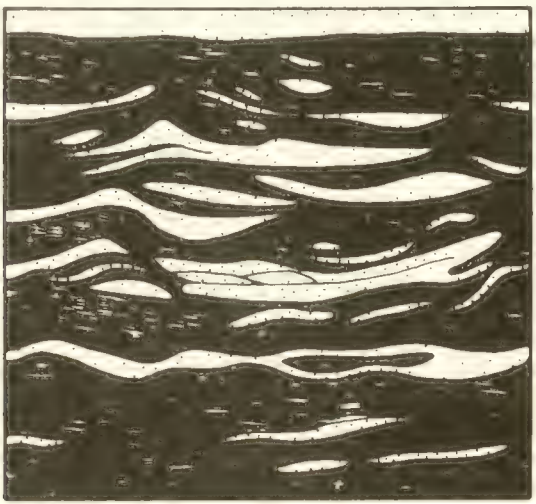


Abb. 1: Topographische Skizze des Kaltenbach-Grabens mit Angabe des Fundorts von ?*Owenia voigti* n. sp. (Kreuz



Originalgröße (Ausschnitt) der Sedimentstrukturen: offene und geschlossene Linsenschichtung

Abb. 2: Internstrukturen des Sediments der Fundschicht von ?*Owenia voigti* n. sp.

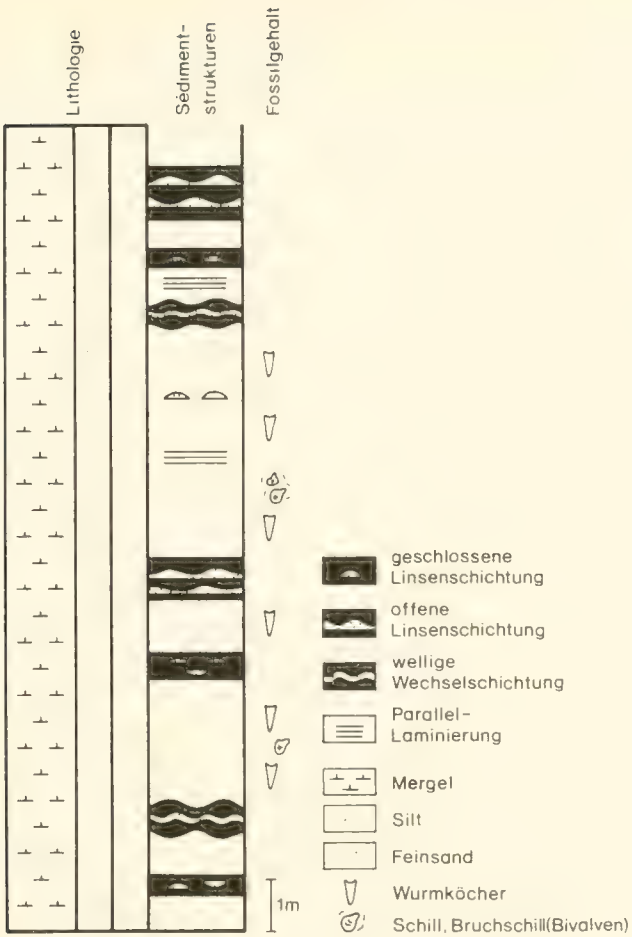


Abb. 3: Profilausschnitt aus dem Fundbereich von ?*Owenia voigti* n. sp.

Eine Schlämmprobe (3987) dieser Mergel enthält eine spärliche und kleinwüchsige Foraminiferenfauna, deren Gehäuse manchmal verdrückt sind. Sie setzt sich aus folgenden Gattungen und Arten zusammen:

Textularia cf. *gramen* D' ORB.
Robulus sp.
Bolivina crenulata trunensis HOFMANN
Bolivina dilatata dilatata REUSS
Bolivina matejkai CICHA & ZAPLETALOVÁ
Bolivina scitula HOFMANN
Uvigerina bononiensis primiformis PAPP & TURNOVSKY
Uvigerina cf. *parkeri breviformis* PAPP & TURNOVSKY
Trifarina bradyi CUSHMAN
Stilostomella sp.
Fissurina fasciata (EGGER)
Fissurina obtusa EGGER

Caucasina schischkinskayae (SAMOILOVA)
Plectofrondicularia poststriata HAGN
Elphidium flexuosum subtypicum PAPP
Elphidium ungeri (REUSS)
x *Florilus scaphum* (FICHTEL & MOLL)
Cibrononion sp.
Melonis sp.
Discorbis squamula (REUSS)
Glabratella sp.
x *Ammonia beccarii* (L.)
Hanzawaia boueana (D' ORB.)
x *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB)
Globocassidulina oblonga (REUSS)
Globigerina angustiumbilicata BOLLI
Globigerina ciperoensis ottnangensis RÖGL
Globigerina praebulloides BLOW
Globorotalia acrostoma WEZEL

Die mit einem x versehenen Arten sind Häufigkeitsformen, welche das Faunenbild bestimmen.

Ein Gehäuse der Gattung *Heterolepa* wurde aus älteren Schichten umgelagert.

Ferner konnten Radiolarien, Sklerite von Octocoralla, Spiculae und Rhaxen von Kieselschwämmen, Schalenschill von Gastropoden und Lamellibranchiaten, Bruchstücke von Ostracoden, Stacheln von *Brissopsis* sowie Pedicellarien von Echiniden angetroffen werden.

Die Schwammreste gehören überwiegend monactinelliden, untergeordnet auch tetractinelliden Gattungen an. Die letztgenannte Gruppe wird teilweise durch abgeleitete Nadelformen wie Dichocaltrope vertreten. Skelettreste hexactinellider Schwämme spielen hingegen keine große Rolle. Die Spiculae sind teils hyalin, teils undurchsichtig, teils opalisierend erhalten. Nicht selten sind ihnen feine Pyritkriställchen eingelagert (Taf. 3, Bild 3–4).

Eine weitere Schlammprobe (3988) lieferte zusätzlich die Foraminiferen-Arten *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Trifarina angulosa* (WILL.) und *Protelphidium tuberculatum* (D' ORB.). Ein Gehäuse der Gattung *Ammodiscus* ist als umgelagert zu betrachten. Im Grobrückstand wurden Kristallchen und winzige Konkretionen von Gips beobachtet, die im polarisierten Licht eine feinnadelig feintaserige Struktur aufweisen. Die Gipsausscheidungen erscheinen gewöhnlich weißlich-milchig getrübt.

Dünnschliffe (G 3238 – 3293 a 82), die von den Schlammrückständen der beiden Proben durch Einbetten in Kunstharz (Akemi) hergestellt wurden, lassen an anorganischen Komponenten Quarz, Hornstein, Feldspat, Glimmer, Brockchen karbonatischer Gesteine (Kalk und Dolomit), Glaukonit sowie rotbraune Körner unbestimmter Herkunft erkennen. Die Molluskenreste zeigen noch ihre Kreuzlamellenstruktur. Ferner wurden Fischreste festgestellt.

Die autochthone, mäßig bis gut erhaltene Nannoflora setzt sich aus folgenden Gattungen und Arten zusammen (det. E. MARTINI):

Coccolithus abisectus MÜLLER	r
Coccolithus pelagicus (WALLICH)	c
Cyclococcolithus floridanus (ROTH & HAY)	r
Helicosphaera ampliaperta BRAMLETTE & WILCOXON	r
Reticulofenestra sp.	f

r bedeutet = rare, c = common.

Aus Jura und Kreide wurden folgende kalkschalige Nannofossilien umgelagert:

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
Micula staurophora (GARDET)

Prediscosphaera cretacea (ARCHANGELSKY)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Watznaueria britannica (STRADNER)

Das Alttertiär steuerte folgende allochthone Gattungen und Arten bei:

Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD)
Dictyococcites dictyodus (DEFLANDRE & FERT)
Discoaster barbadiensis TAN SIN HOK
Reticulofenestra umbilica (LEVIN)

An Silicoflagellaten wurde *Dictyocha* cf. *fibula* EHRENBERG häufig angetroffen, während *Distephanus crux* (EHRENBERG) zu den selteneren Erscheinungen gehört.

Diatomeen treten häufig bis massenhaft auf.

Alter. – Die Foraminiferenfauna ist für Ottnang bezeichnend (vgl. hierzu RÖGL & CICHA 1973, S. 297 usf.). Ihr verminderter Artenreichtum und ihre Kleinwüchsigkeit deuten auf Mittel-Ottnang hin. Die beprobten Mergel stellen wohl Äquivalente der Blättermergel der ostniederbayerischen Vorlandmolasse dar (HAGN et al. 1981, S. 269–272), doch treten in ihnen die pelagischen Faunenelemente stärker zurück. Bezüglich der Stellung des Ottnangs in der Stufengliederung der Paratethys vgl. Abb. G 1 auf S. 265 der obengenannten Arbeit.

Das Nannoplankton weist auf die Standard-Zonen NN 3–4 hin, die als *Sphenolithus belemnos/Helicosphaera amphaperta*-Zonen bezeichnet werden. Sie zeigen gleichfalls Untermiozän an.

3. Die Funde agglutinierter Wurmröhren

3.1 Beschreibung von *?Owenia voigti* n. sp.

Phylum: Annelida LAMARCK, 1809
Klasse: Polychaetia GRUBE, 1850
Ordnung: Sedentarida LAMARCK, 1818
Unterordnung: ?Drilomorpha HATSCHEK, 1893
Familie: ?Oweniidae RIOJA, 1917
Gattung: *?Owenia* DELLE CHIAJE, 1844

?Owenia voigti n. sp.
(Taf. 3, Bild 1; Taf. 4, Bild 1–3)

Derivatio nominis: Zu Ehren des verdienstvollen Forschers Prof. Dr. E. VOIGT, Hamburg.
Holotypus: Taf. 3, Bild 1; BSP 1982 I 22
Paratypus: BSP 1982 I 23
Belegstücke: BSP 1982 I 24 (23 Bruchstücke bzw. Abdrücke)
Locus typicus: Kaltenbach-Graben NE Miesbach, Unterlauf
Stratum typicum: Mittel-Ottnang

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *?Owenia* mit folgenden Besonderheiten: Rohren geradegestreckt, Breite von unten nach oben zunehmend. Oberfläche mit meist sehr regelmäßig angeordneten, quer zur Längsachse gestellten Schwammnadeln verkleidet.

Beschreibung: Die erhaltene Länge des Holotyps beträgt 4,8 cm. Der oberste Teil der Röhre ist nur durch einen Abdruck im Gestein belegt (Taf. 3, Bild 1). Die Breite mißt im älteren

Abschnitt 0,4 cm, in der Nähe der Mündung 0,8 cm. Die Rohre verjüngt sich daher von oben nach unten und erinnert in ihrer Form an eine Zigarettenspitze. Die Oberfläche der schwach verdruckten Rohre ist durch verwitterten Pyrit gelblich verfarbt. Im selben Gesteinsstück beobachtet man im Abstand von 1,8 cm parallel zum Holotypus eine weitere Wurmröhre. Man darf daraus schließen, daß beide Röhren in Lebensstellung vorliegen.

Der Paratypus ist ebenfalls nur fragmentär erhalten. Seine Länge wurde mit 2,7 cm gemessen. Die Breite der Röhre nimmt von 0,4 cm (unten) bis 0,7 cm (oben) zu.

Die Belegstücke liegen in verschieden großen Resten vor. Das längste Stück mißt 6 cm. Die Breite mancher Rohren kann infolge Verdruckung bis zu 1,2 cm erreichen. Die meisten Exemplare sind schlecht erhalten und daher unansehnlich. Ihre Form sagt daher wenig über die neue Art aus.

Die Rohren lassen bereits mit bloßem Auge eine sehr feine Querstreifung erkennen. Schon mit Hilfe einer Lupe erkennt man unzählige feine Schwammnadeln, die in regelmäßiger Weise quer zur Längsachse der Rohren angeordnet sind. Die Schwammspiculae liegen überwiegend in primärer Erhaltung vor, erscheinen also hyalin-durchscheinend. Stellenweise zeigen sie sich aber auch milchig-getrübt bzw. pyritisiert. Es wurden ausschließlich monactinellide Nadeln beobachtet. Andere Nadelformen wurden offenbar verschmäht, obwohl auch sie im Sediment enthalten sind. Die Nadeln sind gewöhnlich regelmäßig aufeinandergestapelt (Taf. 4, Bild 1, 3), doch konnte hin und wieder auch eine Art Kreuzschichtung festgestellt werden. Nur ausnahmsweise wurden zwischen die Sklerite auch Sandkörner und Glimmerblättchen eingebaut (Taf. 4, Bild 2).

Querschliffe durch isolierte Rohren zeigten, daß ihre Oberfläche, d. h. ihre organische Membran, höchstens mit zwei Lagen von Schwammskleriten verkleidet ist. Die Wand der Röhren ist daher nicht sehr dick, was ihre leichte Zerstörbarkeit erklärt. Da Schwammspiculae in den Schlammrückständen zwar nicht selten, aber nicht geradezu in Massen auftreten, war das Baumaterial offenbar sehr kostbar und wurde bisweilen durch Sandkörner und Glimmer „gestreckt".

Eine sehr dichte Packung von Schwammnadeln zeigen Aufnahmen, die mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskops (REM) gewonnen wurden. Um geeignete Präparate der sehr empfindlichen Oberfläche herzustellen, wurden flachgedruckte Rohren mit Kunstharz (Akemi) auf einen Objektträger festgeklebt und das mergelige Muttergestein mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2) weggelöst. Auf diese Weise konnte die innere Oberfläche der Nadelwand sichtbar gemacht werden (Taf. 4, Bild 1–3).

Bemerkungen: Die Wohnröhren der neuen Art *?Owenia voigti* gehören zweifellos zum Typ der „gemauerte(n) Wurmbauten" (R. Richter 1927, S. 222). Es handelt sich um Röhrenbauten von Detritustangern bzw. Suspensionsfischern, die mit Hilfe ihrer Tentakel die für den Bau ihrer Wohnröhre erforderlichen Fremdstoffe an den Körper heranführen. Diese Partikel werden sodann in der Mundregion „eingespeichelt" und durch Sekrete, die von bestimmten Drüsen vorwiegend auf der Ventralseite der Tiere ausgeschieden werden, miteinander verkittet (z. B. Hempelmann & Wagler 1918, S. 286–287; Kaestner 1965, S. 502). Der oberste Teil der Röhre ragt schornsteinartig über das Sediment hinaus und dient als Stütze für den Tentakelkranz. Die fortlaufende Verlängerung der Wohnröhre kompensiert damit die Anhäufung von Sediment.

Die vorliegenden Rohren sind ohne Zweifel kunstvoll konstruiert. Ein wichtiges architektonisches Merkmal ist die querverlaufende Anordnung der Schwammnadeln. Sie ist wohl funktionsmorphologisch bedingt, da der Länge nach eingebaute Schwammspiculae palisadenartig in den Tentakelkranz hineinragt und die Weichteile verletzt hatten. In diesem Zusammenhang sei auch auf Überlegungen von Reis (1910, S. 247, 249) hingewiesen, der „eine mechanische Bedeutung der Form und Anordnung" von Fremdkörpern in Wurmröhren mit der longitudinalen Kontraktion des Hauptmuskelschlauches dieser Organismen in Verbindung brachte.

Beziehungen: Über den Einbau von Schwammnadeln in Wurmkocher liegen im Schrifttum nicht sehr viele Hinweise vor (z. B. Gekler & Ushakov 1962, S. 440). Die ausführlichsten Angaben machte wohl Voigt (1928, S. 99–100), der in einem schreibkreideartigen Obersenon-Geschiebe von Cothen in Anhalt Wurmrohren entdeckte, die mit unserer neuen Art weitgehend vergleichbar sind. Auch diese Röhren tragen auf einer organischen Tapete eine agglutinierte Hülle, die sich aus monactinelliden Skleriten zusammensetzt. Da Voigt der Selektionsfähigkeit für die Systematik der Würmer kein größeres Gewicht beimaß, beschränkte er sich bei der Namengebung auf die Bezeichnung „Terebellide" und führte noch weitere Beispiele für Materialauslese (z. B. Eisensteinkörner, Graptolithenhäcksel, Glimmerblättchen) an (l. c., S. 100–102).

Es ist zweifellos eine schwierige und weitgehend undankbare Aufgabe, fossile agglutinierte Wurmröhren einzelnen Familien, ja selbst Unterordnungen zuzuteilen. Der Hauptgrund liegt darin, daß der Paläontologe über keine Weichteile verfügt und somit diagnostisch wertvolle Körperpartien (z. B. Prostomium) nicht kennt. Auf der anderen Seite kann ein und dieselbe Bauform von Röhren bei verschiedenen taxonomischen Einheiten auftreten. So wies z. B. Pelet (1926, S. 362–363) darauf hin, daß selbst die Bohrröhren von *Polydora* (Fam. Spionidae) in ihrem Mündungsbereich durch Detritus und Schlammpartikel schornsteinartig verlängert sein können.

Dennoch soll hier der Versuch unternommen werden, die Wurmröhren des Kaltenbach-Grabens einer bestimmten Gattung zuzuweisen. Dabei stehen für eine Bestimmung folgende Kriterien zur Verfügung: Wohnröhren regelmäßig geformt, sich nach unten verjüngend, mit stark ausgeprägter Selektionsfähigkeit, solitär, senkrecht im Schlamm, also in Lebensstellung, eingebettet, demnach nicht vagil, nicht auf ein Substrat festgeheftet. Die Häufigkeit der Funde läßt an eine fast gesellige Lebensweise denken.

Den ersten Hinweis auf die Gattung *Owenia* verdanken wir Tauber (1949, Fußn. 11 auf S. 147), der die strenge Materialauswahl beim Bau der Röhren dieses Genus besonders hervorhob. Gute Vergleichsmöglichkeiten bot ferner die Monographie von Hartmann-Schröder (1971) über Polychaeten jetztzeitlicher Meere. Weitere rezente Literatur, in der u. a. Forschungsergebnisse von Expeditionen enthalten sind, war uns bis zum Abschluß des Manuskriptes leider nicht zugänglich.

Innerhalb der Unterordnung Drilomorpha kommt nur die Familie Oweniidae für einen Vergleich in Frage. *Owenia fusiformis* Delle Chiaje (Hartmann-Schröder 1971, S. 437–438, Abb. 154e) besitzt sich verjüngende Wohnröhren, die von dachziegelartig übereinanderliegenden Fremdkörpern aufgebaut werden. *Myriochele heeri* Malmgren (l. c., S. 439) verwendet für den Aufbau ihrer Köcher Detritus, Sandkörnchen, Schill, Foraminiferen und Schwammnadeln, wobei allerdings die Partikel größtenteils von Sekret bedeckt sind.

Die Funde aus dem Kaltenbach-Graben können daher mit keiner der genannten Arten identifiziert werden. Sie gehören zweifellos einer neuen Spezies an. Da die engeren Beziehungen wohl zur Gattung *Owenia* bestehen, soll die neue Art, wenn auch mit Vorbehalt, diesem Genus zugeordnet werden.

3.2 Beziehungen zu den Terebellomorpha

Man könnte natürlich auch daran denken, die Funde aus der Subalpinen Molasse einfach der Sammelgattung *Terebella* zuzurechnen. Die Köcher dieses Wurms sind aber gewöhnlich unregelmäßiger gestaltet und häufig auf eine Unterlage aufgewachsen. Die Röhren der rezenten Gattung *Terebellides* sind membranös und werden von Schlick und Sand bedeckt (Hartmann-Schröder 1971, S. 494–496). Sie scheiden daher für einen näheren Vergleich aus.

Ähnliches gilt für die Gattung *Lanice*, den „Bäumchenröhrenwurm". *Lanice conchilega* (Pallas) agglutiniert auf eine häutige Membran Detritus und Schalenreste verschiedenster Art (Taf. 3, Bild 2). Die Röhren dieser Spezies (vgl. hierzu R. Richter 1927, Taf. 3) werden häufig in großen Mengen an den Strand gespült. *Lanice conchilega* (Pallas) ist ein Wattbewohner, dessen Lebensweise wohl derjenigen von ?*Owenia voigti* n. sp. weitgehend entspricht (Hartmann-Schröder 1971, S. 481–483).

Von der äußeren Form her wäre auch ein Vergleich mit der Gattung *Pectinaria* aus der Familie Amphictenidae gerechtfertigt (Howell 1962, S. W 163). Die Röhren dieser Gattung verschmälern sich ebenfalls nach unten. Allerdings schleppen die Tiere ihre Röhren mit sich herum (Kaestner 1965, S. 502), wodurch eher eine liegende Einbettung im Sediment bedingt wird. Auch diese Gattung kommt daher für einen engeren Vergleich nicht in Betracht.

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß in die Familie Terebellidae eine Gattung einbezogen wird, die ähnlich den Oweniidae eine starke Materialauslese erkennen läßt. Es handelt sich um das auf die Kreide beschränkte Genus *Lepidenteron*, dessen Röhren aus Schuppen und Knochen von Fischen aufgebaut werden (Howell 1962, S. W 161).

Abschließend sei noch vermerkt, daß auch Foraminiferen in Wurmröhren stark angereichert werden können. So liegen uns z. B. Rohren aus dem Eozän des Krappfelds (Kärnten) vor, die mit kleinen Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen ausgepolstert erscheinen. Herrn Prof. Dr. A. Papp, Wien, verdanken wir außerdem Röhren aus dem Sarmat des Wiener Beckens (Sooss bei Baden) und der Steiermark (Waldhof bei Wetzelsdorf), die mit reichlich Mikrofossilien ausgekleidet sind.

Aus diesem kurzen Überblick geht hervor, daß keine zwingenden Gründe vorliegen, die Funde aus dem Kaltenbach der Unterordnung Terebellomorpha zuzuweisen. Die Verfasser sind sich aber bewußt, daß auch die Zuordnung zu den Drilomorpha noch durch einige Unsicherheiten belastet ist.

4. Ökologische Folgerungen

Die Schichten des Mittel-Ottnang der bayerischen Molasse wurden im Seichtwasser abgelagert. Sie bezeugen den letzten Abschnitt der Meeresbedeckung im Alpenvorland. Im Hangenden folgen die Kirchberger Schichten des Ober-Ottnang, die einen brackischen Faziescharakter tragen und in die Obere Süßwassermolasse überleiten.

Nach der Modellvorstellung von Homewood & Allen (1981, S. 2539, Abb. 1 auf S. 2536) für die Obere Meeresmolasse der Westschweiz entsprechen die Fundschichten der Wurmröhren im Kaltenbach-Graben dem „nearshore facies belt" und insbesondere den „parallel bedded flaser linsen & rippled sand horizons" (l. c., Abb. 9 auf S. 2540). Dieser „subtidal shoal" wurde von ?*Owenia voigti* n. sp. besiedelt.

Die Würmer selber tragen wenig zu bathymetrischen Vorstellungen bei. Die Gattung *Myriochele* aus der Familie Oweniidae ist z. B. in allen Tiefenzonen anzutreffen, bevorzugt aber Schlick- und Sandschlickboden (Hartmann-Schröder 1971, S. 439). Der Umstand, daß die Wurmkocher noch in Lebensstellung gefunden wurden, spricht gegen eine zu starke Wasserbewegung, die eine Aufarbeitung des Sediments und damit eine Anreicherung losgelöster Wurmröhren in Spülsäumen bewirkt hätte.

Das Auftreten von Schwammresten in Seichtwasserablagerungen ist nicht ungewöhnlich. So konnte Lane (1981, S. 198, 200–201) aus dem Pennsylvanian von Indiana (USA) ein eindrucksvolles Beispiel hierzu anführen. Die oberkarbonen Spiculite wurden in einer Tiefe von weniger als 30 m abgelagert. Andererseits gelten Spiculite gewöhnlich als Anzeiger für Beckenfazies (z. B. Lias- und Dogger-Kieselkalke des Kalkalpins, Unterkreide des Tirolikums, Flyschober-

kreide). Nach Lani ist hierbei allerdings mit Verfrachtungen von Biogenen aus Seichtwasserbereichen in tiefere Meeresgründe zu rechnen.

Die Foraminiferenfaunen des Mittel-Ottnang sind im Vergleich zu älteren Vergesellschaftungen in der Regel verarmt und kleinwüchsig (z. B. Hagn & Holzl 1952, S. 80; Hagn et al. 1981, S. 272). Die Mikrofaunen des Schweizer „Helvets" (= Ottnang der Stufengliederung der Paratethys) weisen nach Rutsch, Drooger & Oertli (1958, S. 10) auf eine marine Flachsee mit mehr oder weniger brackischem Einschlag hin. Die beiden Schlämmproben aus der Fundschicht der Wurmköcher lieferten eine zwar spärliche und kleinwüchsige, aber doch immerhin verhältnismäßig artenreiche Faunengemeinschaft, die von Radiolarien sowie von kiesel- und kalkschaligem Nannoplankton begleitet wird. In Verbindung mit dem Nachweis von Gips in einer der beiden Proben kann anstelle eines hyposalinen Faziescharakters eher auf einen schwach hypersalinaren Einfluß geschlossen werden, der möglicherweise nur kurze Zeit andauerte. Es erscheint durchaus möglich, daß sich der Gesamtsalzgehalt des Meerwassers infolge starker Sonneneinstrahlung zumindest in bestimmten Bereichen stärker anreichern konnte.

Damit ist der Biotop von ?*Owenia voigti* n. sp. in groben Zügen umrissen. Aus alledem erhellt, daß auch die zunächst etwas eintönig erscheinende Mergelfazies des Mittel-Ottnang einige sehr interessante paläobiologische Aspekte aufweist.

5. Vergleich mit anderen agglutinierenden Organismen

Ein Streifzug durch die einzelnen Tierstämme zeigt, daß kalk- und kieselschalige Hartteile bei weitem vorherrschen. Agglutination erscheint hingegen als Ausnahme. Aus Fremdkörpern aufgebaute Gehäuse sind vor allem bei Foraminiferen weiter verbreitet. Die Würmer wurden in der vorliegenden Arbeit bereits behandelt, wobei die koloniebildenden Sabellarien allerdings keine Berücksichtigung fanden. Agglutinierte Röhren werden ferner bei bestimmten Insektenlarven beobachtet. Die Einlagerung bzw. Anlagerung von Fremdkörpern bei Schwammen und Gastropoden kann hier übergangen werden.

Im Zusammenhang mit ?*Owenia voigti* n. sp. interessieren vor allem solche Foraminiferen-Gehäuse, die ebenfalls Schwammnadeln zur Agglutination verwenden. Als Beispiele seien die Gattungen *Bathysiphon* (Kambrium – rezent), *Botellina* (rezent), *Halyphysema* (rezent) und *Technitella* (Oligozän – rezent) herausgegriffen (Loeblich & Tappan 1964, S. C 186, C 192 und C 202). Die Schwammspiculae können längs oder auch quer zur Längsachse der Gehäuse angeordnet sein.

Röhren von Köcherfliegenlarven (Phryganeen) bauen in limnischen Miozanablagerungen z. B. des Mainzer Beckens den sog. Indusienkalk auf. Nach einer schriftlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. Martini, Frankfurt a. M., wurden im ebenfalls nichtmarinen Eozän von Messel bei Darmstadt Röhren von Köcherfliegenlarven gefunden, die aus Schwammnadeln aufgebaut werden. Eine Darstellung rezenter Köcherfliegenlarven ist v. Frisch (1974, S. 50–53) zu verdanken. Die Bauteilchen dieser Köcher sind überwiegend parallel zu ihrer Längsachse angeordnet, doch erscheinen sie manchmal auch quergestellt (l. c., Fig. 19a, Fig. 21, Bild 20)[1]).

Damit ist der Kreis geschlossen. Da Agglutination im Tierreich als Sonderfall gelten darf, leisten die Funde aus dem Kaltenbach-Graben zum Thema „Tiere als Baumeister" (v. Frisch 1974) durchaus einen kleinen Beitrag.

---

[1]) In Röhren von Köcherfliegenlarven aus der Alz bei Truchtlaching, die wir Herrn J. Müller, München, verdanken, sind die länglichen Bauteilchen (Bruchstücke von Molluskenschalen) quer zur Längsachse angeordnet.

BODEN, K. (1925): Die Gerolltuhrung der miozanen und oligozanen Molasseablagerungen im sudbayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. – Mitt. Geogr. Ges. München, **18:** 427–504, Taf. 26, 8 Abb., 1 Tab.; München.

FRISCH, K. v. (1974): Tiere als Baumeister (unter Mitarbeit von OTTO v. FRISCH). – 1–310, 114 Bilder, 105 Fig.; Frankfurt-Berlin-Wien (Ullstein).

GEKKER, R. F. & USHAKOV, B. V. (1962): Vermes. Chervi. – In: Osnovy Paleontologii. Gubki, Arkheotsiaty, Kishechnopolostnye, Chervi: 435–464, Taf. 1–5, 46 Abb.; Moskau (Akademia Nauk SSR).

GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – I–XX, 1–950, 5 geol. Karten, 1 Bl. Gebirgsansichten, 42 Profiltaf., 25 Abb.; Gotha (Justus Perthes).

GÜMBEL, C. W. (1875): Abriss der geognostischen Verhaltnisse der Tertiarschichten bei Miesbach und des Alpengebiets zwischen Tegernsee und Wendelstein. – Festschr. Vers. Deutsch. geol. Ges.: I–IV, 1–76, 2 geogn. Karten 1:50000 und 1:5000, 2 Abb.; München.

GÜMBEL, C. W. (1887): Die miocanen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang. – Sber. k. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **17,** 221–326, 7 Abb.; München.

HAGN, H. (1950): Über Umlagerungsvorgange in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. – Geologica Bavarica, **5:** 1–45, Taf. 1–5; München.

HAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. – Internation. Sedim. Petr. Ser., **1:** I–XI, 1–174, Taf. 1–71, 2 Abb., 8 Tab.; Leiden (E. J. Brill).

HAGN, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **16:** 113–133, Taf. 11–13, 2 Abb.; München.

HAGN, H. (1978): In memoriam Dr. h. c. Otto Hölzl. – Mitt. Bayer. Staatsslg. paläont. hist. Geol., **18:** 4–10, 1 Portrait; München.

HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-palaontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. – Geologica Bavarica, **10:** 1–208, Taf. 1–8, 7 Abb.; München.

HAGN, H., MALZ, H., MARTINI, E., WEISS, W. & WITT, W. (1981): Exkursion G. Miozäne Vorland-Molasse Niederbayerns und Kreide von Regensburg. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 263–286, Taf. 1–2, 7 Abb.; München.

HARTMANN-SCHRÖDER, G. (1971): Annelida, Borstenwürmer, Polychaeta. – In: DAHL, M. & PEUS, F. (ed.): Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise, 58. Teil = **25:** 1–594, 191 Abb.; Jena (VEB Gustav Fischer).

HEMPELMANN, F. & WAGLER, E. (1918): Würmer (Vermes). – In: Brehms Tierleben. Allgemeine Kunde des Tierreichs. Vierte, vollständig neubearbeitete Auflage. Niedere Tiere: 187–313, 5 Taf., 78 Abb.; Leipzig und Wien (Bibliographisches Institut).

HÖLZL, O. (1953): Ein neues Profil durch das Unter- und Mittel-Miozän der oberbayerischen Molasse bei Peißenberg und deren Fauna. – Geologica Bavarica, **17:** 181–215, Texttaf. 3, 1 Abb.; München.

HÖLZL, O. (1958): Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. – Geologica Bavarica, **38:** 1–348, Taf. 1–22, 6 Abb.; München.

HOMEWOOD, P. & ALLEN, PH. (1981): Wave-, Tide- and Current-Controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. – The Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., **65:** 2534–2545, 16 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Oklah.

HOWELL, B. F. (1962): Worms. – In: Part W. Miscellanea. Conodonts, Conoidal Shells of Uncertain Affinities, Worms, Trace Fossils and Problematica: Treatise on Invertebrate Paleontology: W 144–W 177, Abb. 85–108; Lawrence (The University of Kansas Press).

KAESTNER, A. (1965): Lehrbuch der Speziellen Zoologie. Band I: Wirbellose. 1. Teil. Protozoa, Mesozoa, Parazoa, Coelenterata, Protostomia ohne Mandibulata. Zweite, neu bearbeitete Auflage. – I–XVI, 1 nichtnum. Bl., 1–845, 660 Abb.; Stuttgart (Gustav Fischer).

LANE, N. G. (1981): A nearshore sponge spicule mat from the Pennsylvanian of west-central Indiana. – J. Sedim. Petrol., **51:** 197–202, 3 Abb.; Tulsa/Oklah.

LIEBUS, A. (1902): Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlusse der oberbayerischen Molasse. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **52:** 71–104, Taf. 5, 7 Abb., 2 Tab.; Wien.

Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H. (1964): Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly „Thecamoebians" and Foraminiferida. – In: Treatise on Invertebrate Paleontology, 2 Bände: I–XXXI, C 1–900, 653 Abb.; Lawrence (The University of Kansas Press).

Mayer, Ch. = Mayer-Eymar, K. (1868): Tableau synchronistique des terrains tertiaires superieurs. – 4. éd.; Zürich.

Prell, H. (1926): Fossile Wurmrohren. Beitrage zur paläobiologischen Beurteilung der Polydorinen-Horizonte. – N. Jb. Mineral. etc., **53**, Beil.-Bd., B: 325–396, 16 Abb.; Stuttgart.

Reis, O. M. (1910): Über Bauten von Tubikolen, über *Rhizocorallium* und verwandte Versteinerungen im Muschelkalk Frankens (Titel des Sonderdrucks). – Geogn. Jh., **22**, 1909: 136–266, Taf. 7, 9–11, 2 Textbeil.; München.

Richter, R. (1927): Die fossilen Fahrten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. – Palaeont. Z., **9**: 193–240, Taf. 1–4, 11 Abb.; Berlin.

Rögl, F. & Cicha, I. (1973): Die Foraminiferen des Ottnangien (zusammengestellt nach Bearbeitung von I. Cicha, F. Rögl, I. Čtyroká, I. Zapletalová & A. Papp). – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen III, Miozän M_2 Ottnangien: 297–325, 332–353, Taf. 1–11; Bratislava (Slow. Akad. Wiss.).

Rögl, F., Schultz, O. & Holzl, O. (1973): Beschreibung des Holostratotypus und der Faziostratotypen. A. Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen III, Miozän M_2 Ottnangien: 140–196, Abb. 19–23, Tab. 4; Bratislava (Slow. Akad. Wiss.).

Rutsch, R. F., Drooger, C. W. & Oertli, H. J. (1958): Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern). – Mitt. Naturforsch. Ges. Bern, N. F., **16**: 1–36, Taf. 1–2, 3 Abb., 2 Tab.; Bern.

Tauber, A. F. (1949): Paläobiologische Analyse von *Chondrites furcatus* Sternberg. – Jb. Geol. B.-A., **93**, 1948: 141–154, 3 Abb.; Wien.

Voigt, E. (1928): Köcherbauten von Würmern in Sedimentärgeschieben. – Z. f. Geschiebeforsch., **4**: 97–104, 3 Abb.; Berlin.

Tafelerläuterungen

Tafel 3

Bild 1: ?*Owenia voigti* n. sp., Holotypus. Kaltenbach-Graben Unterlauf. BSP 1982 I 22. Vergrößerung × 2.

Bild 2: *Lanice conchilega* (Pallas). Rezent. Dunkerque, St. Malo, Frankreich. Leg. H. Hagn April 1960. Die Röhre stammt aus einem Spülsaum. BSP 1982 I 25. Vergrößerung × 3.

Bild 3: Dunnschliff eines Schlammruckstandes mit Schwammnadeln, deren Zentralkanal deutlich sichtbar ist. Mittel-Ottnang, Kaltenbach-Graben, Unterlauf. – Schliff G 3238 a/82. Vergrößerung × 65.

Bild 4: Dto. In die Schwammnadeln sind feine Pyritkristallchen eingelagert. Im oberen Teil des Bildes ist ferner ein Medianschnitt von *Bolivina dilatata* Reuss zu erkennen. – Schliff G 3239 a/82. Vergrößerung × 110.

Tafel 4

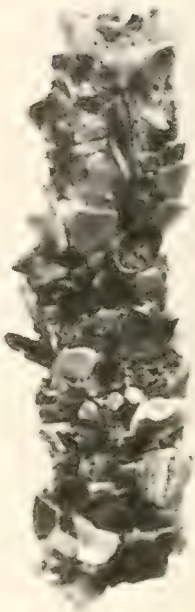
Bild 1–3: Innere Oberfläche der Köcher von ?*Owenia voigti* n. sp. (zu S. 54). Die Mikrophotogramme wurden mit dem Stereoscan aufgenommen.

Bild 1: Die Wand wird ausschließlich aus Schwammnadeln aufgebaut. Praparat Hg T 1. Vergrößerung × 26,5.

Bild 2: Zwischen die Schwammnadeln wurden vereinzelt Sandkorner eingebaut. Praparat Hg T 3. Vergrößerung × 69.

Bild 3: Die Schwammnadeln liegen dicht aneinandergeschmiegt. Das vom Tier ausgeschiedene Sekret tritt sehr stark zurück. – Präparat Hg T 1. Vergrößerung × 220.

1



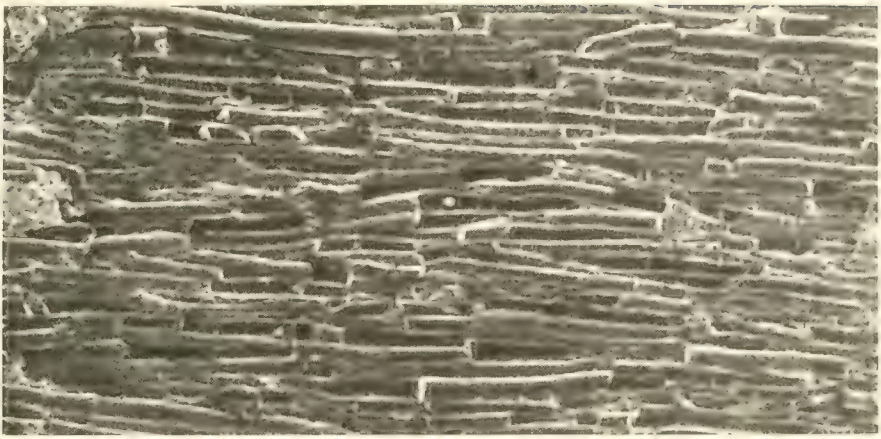
2

3

4

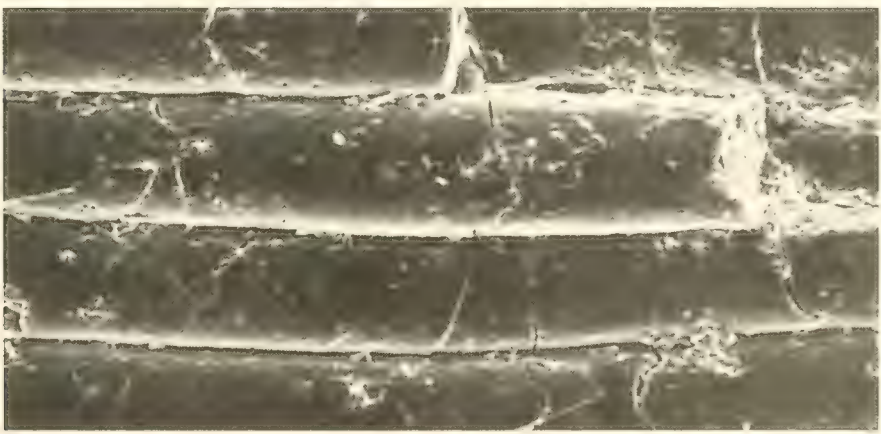
HAGN, H., BURGER-GALLOTH, I. & W. POLZ: Schwamm-Spiculae. **Tafel 3**

1



2

3



HAGN, H., BURGER-GALLOTH, I. & W. POLZ: Schwamm-Spiculae. **Tafel 4**

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 63–89 | München, 31. 12. 1982

Wirbeltier-Fährten aus dem Röt von Kronach (Trias, Nordost-Bayern)

Von Georges Demathieu & Friedrich Leitz*)

Mit 7 Abbildungen, 10 Tabellen und Tafel 5–9

Kurzfassung

Die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie besitzt zwei große Platten mit über 200 Wirbeltier-Fährten auf ca. 4 m² Fläche. Die Platten aus der Lokalität Dobersgrund bei Kronach (Oberfranken) stammen wahrscheinlich aus dem tiefsten Röt (Oberer Buntsandstein).

Es sind die Gattungen *Rhynchosauroides, Rotodactylus, Synaptichnium, Brachychirotherium* und *Chirotherium* vertreten. Folgende neue Arten werden morphologisch und statistisch beschrieben und mit Arten aus dem Mittleren Buntsandstein (Solling-Folge) und der Mitteltrias verglichen: *Rhynchosauroides bavaricus* n. sp., *Rotodactylus kronachensis* n. sp. und *Brachychirotherium paeneparvum* n. sp.

Die Ichnofauna belegt geringe evolutive Veränderungen, ausgenommen die neue Art *Br. paeneparvum*, die in die Nähe von *Br. circaparvum* aus der mittleren Mitteltrias Frankreichs zu stellen ist.

Abstract

Two big slabs of ichnological material (= 4 m²) from the locality of Dobersgrund near Kronach (Bavaria) are preserved in the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich. They represent probably the „Plattensandstein" of the basis of the Rot. They show large quantities (> 200) of convex hyporeliefs of vertebrate tracks. The genera *Rhynchosauroides, Rotodactylus, Synaptichnium, Brachychirotherium, Chirotherium* are present. Three new ichnospecies, *Rh. bavaricus, Roto. kronachensis, Brachy. paeneparvum,* are described and analysed, morphologically and statistically, and then compared with other species from the „Solling-Folge" or the Middle-Triassic.

The described ichnofauna shows little evolutionary change with regard to the ichnofaunas of the „Buntsandstein" except the presence of *Brachy. paeneparvum* which is related to *Brachy. circaparvum* from the median Middle Triassic of France.

*) Dr. G. Demathieu, Institut des Science de la Terre de l'Université de Dijon, 6, Boulevard Gabriel, F-21100 Dijon; Dr. F. Leitz, Kronacher Str. 57, 8627 Redwitz.

Résumé

Le material ichnologique (deux grandes dalles de 2 m² chacune, environ) provenant de la localité de Dobersgrund, près Kronach (Bavière) est conservé dans la „Bayerische Staatssammlung". Il represente tres probablement le „Plattensandstein" de la base du Rot. Sur la surface negative sont présentes une grande quantité de traces de pas de Vertébrés (>200). Les genres *Rhynchosauroides*, *Rotodactylus*, *Synaptichnium*, *Brachychirotherium*, *Chirotherium* sont représentés. Trois ichnoespèces nouvelles, *Rh. bavaricus*, *Roto. kronachensis*, *Br. paeneparvum*, sont decrites et analysees du point de vue morpholique et statistique et comparees avec d'autres trouvées dans la „Solling-Folge" ou le „Muschelkalk".

L'ichnofaune décrite montre assez peu de variation évolutive par rapport aux ichnofaunes du Buntsandstein, si ce n'est la présence de *Br. paeneparvum* qui se rapprochent de *Br. circaparvum* du Trias moyen médian de la France.

Inhalt

Geologische Situation des Fundortes 64
Bemerkungen zur statistischen Methodik 66
Die Wirbeltierfährten 66
Rhynchosauroides bavaricus n. sp. 67
Rotodactylus kronachensis n. sp. 69
Synaptichnium sp. 72
Brachychirotherium paeneparvum n. sp. 73
Brachychirotherium hessei (SOERGEL 1925) 76
Chirotherium barthii KAUP 1835 80
Schlußbetrachtung 81
Schrittenverzeichnis 82

Geologische Situation des Fundortes

Die im folgenden beschriebene Ichnofauna befindet sich auf zwei Sandsteinplatten, die in den Jahren 1967 und 1972 von den begeisterten Privatsammlern Pfarrer Philipp Kohlmann (BSP 1967 XVI 25) und Pfarrer Christian Seiler (BSP 1972 V 4) an die Bayerische Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie in München gelangten. Der Abguß einer Platte (BSP 1972 V 4) ist im Treppenaufgang der Bayerischen Staatssammlung, Richard Wagner-Straße 10, ausgestellt.

Der Fundort ist höchstwahrscheinlich ein inzwischen verfüllter und verwachsener Steinbruch im Dobersgrund westlich Kronach (Oberfranken). (Topogr. Kt. 1:25000, Blatt Nr. 5633 Kronach, R 50 980, H 67 340.)

Die Ortsangabe stutzt sich auf eine Lageskizze, die Pfarrer Seiler 1981 nachtraglich angefertigt und dankenswerterweise zur Verfügung gestellt hat.

Im ehemaligen Steinbruch – einer von vielen, die früher im Dobersgrund im Betrieb waren – wurden dickbankige Sandsteine der Solling-Folge abgebaut. Nach der Beschreibung von Pfarrer Seiler wurden die Fahrtenplatten aus einer Boschung im unmittelbaren Hangenden des Steinbruchs geborgen. Danach laßt sich ihre stratigraphische Position wenige Meter uber der Röt-Basis in den sog. Hellen Pseudomorphosen Schichten vermuten. Das Aussehen der Platten spricht ebenfalls dafür.

Als Helle Pseudomorphosen-Schichten bezeichnet HEIM (1933) eine ca. 30 m mächtige Wechselfolge von vorwiegend grunen Ton- und Schluffsteinen mit plattigen, fein- bis mittel-

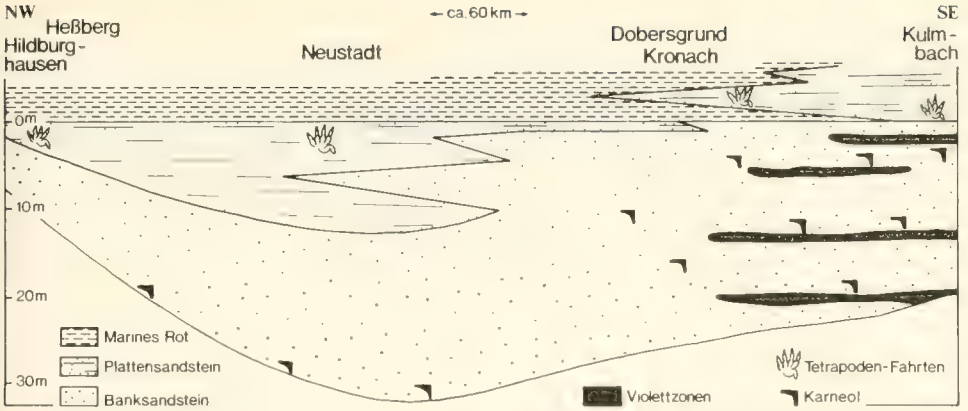


Abb. 1: Schema der Solling-Folge (oberer Teil) und Röt-Basis in Oberfranken (LEITZ 1976).

	EISFELD	LAUTERTAL	PLESTEN	LEUTENDORF	KRONACH	KULMBACH
E	8,5m Myophorien – Schichten			14m	15–18m	–5m
	Obere Bunte Serie ca. 25m			9m	?	Obere (Helle) Plattensandsteine
D	Obere Rotbraune Schluff-Tonstein-Serie ca. 20m	35m?	Obere Rot-Tone 19–40m	–26m	>14m –22m	–32m Plattensandstein Formsande 40m
C	9m Fränk. Chir. Horizont		8m	8,4m =	Rotquarzit	>6m
B	Untere Rotbraune Schluff-Tonstein-Serie 14m		Untere Röt-Tone 24m	30m	35–37m	Untere (Rote) Plattensandsteine
A	Untere Plattensandstein Bunte Serie 20m		Helle Pseudomorph. – Sch. Dobersgrund			
	7m Graue Schluff-Tonstein-Serie		7m 26m	32m	25–35m	50m
	100–110m	130m	114m	112m	118–128m	ca. 100m

Tabelle 1: Gliederung des Rots zwischen Eisfeld, Thüringen (SCHNEIDER 1966) und Kulmbach, Oberfranken (LEITZ 1976).

körnigen Sandsteinen am Beginn des Röt (Oberer Buntsandstein). Lokalstratigraphie siehe SCHREIBER (1956), Parallelisierung mit Südthüringen bei LEITZ (1976). Über das reiche Inventar an Sedimentstrukturen berichtet als erster FRANTZEN (1939) und versucht eine Milieudeutung.

Vorherrschender Schichtungstyp in den Sandsteinen ist Flaser- und Rippelschichtung. Dementsprechend zeigen die Dachflächen der Platten meistens mehr oder weniger verwaschene Rippeln verschiedenen Typs. Zungenrippeln sind recht häufig und belegen extremes Flachwasser

(Reineck & Singh 1973). Parallelschichtung ist seltener und kann Ton- oder Glimmer-Lamellen tragen (unteres Strömungsregime) oder mit Strömungsstreifen (parting lineation, oberes Strömungsregime) verknüpft sein. Stech- und Schleifmarken sind sehr häufig.

Abgesehen von den Fährten sind weitere Lebensreste unansehnlich, aber keineswegs spärlich. Pflanzenhäcksel, Fischschuppen und Knochenzerreibsel können lagenweise häufig sein. Die Muschelfauna ist kleinwüchsig. *Costatoria costata* ist gut erkennbar und die häufigste Form. Dagegen lassen sich unskulptierte dreieckige und langgestreckte Formen kaum artlich zuordnen. *Lingula* kommt gelegentlich in feinsandigen Dolomitsteinen vor. An Evertebraten-Spuren sind schichtdurchsetzende Röhrenbauten regelmäßig zu finden. Rhizocoralloide Spreitenbauten sind selten.

Bemerkungen zur statistischen Methodik

Fährten sind bildliche Darstellungen der Unterflächen der Autopoden (-Hände oder Füße-) von Tieren. Die Abbildung wird von der Korngröße und dem physikalischen Zustand des Sediments sowie von der Bewegungsart des Tieres beeinflußt. Die Veränderlichkeit ist das hervorragende Merkmal dieser Fossilien. Aus diesem Grunde wird ein einzelner Meßwert, für sich genommen, nur unklare Bedeutung gewinnen können, und man muß notwendigerweise zu statistischen Methoden greifen. Überdies erzeugt ein einzelnes Tier während seines Lebens eine große Menge von Fährten.

Die im folgenden benutzte Statistik ist elementar. Es handelt sich um übliche Parameter der Haufigkeitsverteilung: Mittelwert, Streuung und Vertrauensgrenzen des Mittelwerts. Beispielsweise zeigt eine kleine Variabilitat ($< 10\%$) und eine gute Wahrscheinlichkeit für den Cramerstest ($> 15\%$) eine zuverlassige Verteilung der Meßwerte eines Merkmals an, wenn die Stichprobe klein ist (< 10). Das bedeutet, das entsprechende Merkmal ist beständig und kann ruckhaltlos fur Vergleiche verwendet werden. Ist die Stichprobe kleiner als 5, kann der Cramerstest nicht benutzt werden.

Zum Vergleich von Mittelwerten sind nicht die gemessenen Merkmale selbst, sondern die Verhaltnisse zweier Meßwerte zu verwenden. Damit wird der Annahme Rechnung getragen, daß die Fährtenerzeuger einer Ichnoart nicht dieselbe Körpergröße haben, Größenverhältnisse hingegen bei einem oder mehreren Tieren von annahernd gleicher Korpergröße konstant sein konnen. Wenn die beobachtete Differenz (d) großer ist als die theoretische (errechnete) Differenz (D), so heißt das, die entsprechenden Mittelwerte unterscheiden sich signifikant und repräsentieren wahrscheinlich zwei verschiedene Populationen.

Der statistische Vergleich liefert zwar keinen endgültigen Beweis, aber zusammen mit weiteren Beobachtungen erbringt er wertvolle Hinweise, um die Ähnlichkeit oder Verschiedenheit von Stichproben festzustellen.

Die Wirbeltier-Fährten

Die Platten zeigen keinerlei Evertebraten-Spuren. Alle Wirbeltierfährten sind von pentadactylen Reptilien erzeugt, auch im Falle der rhynchosauroiden und rotodactyliden Fährten, bei denen 3 oder 4 Zehen eingedrückt sind. Es sind fünf Gattungen vertreten, die sämtliche schon in der Solling-Folge vorkommen:

Rhynchosauroides, *Rotodactylus*, *Synaptichnium*, *Brachychirotherium*, *Chirotherium*.

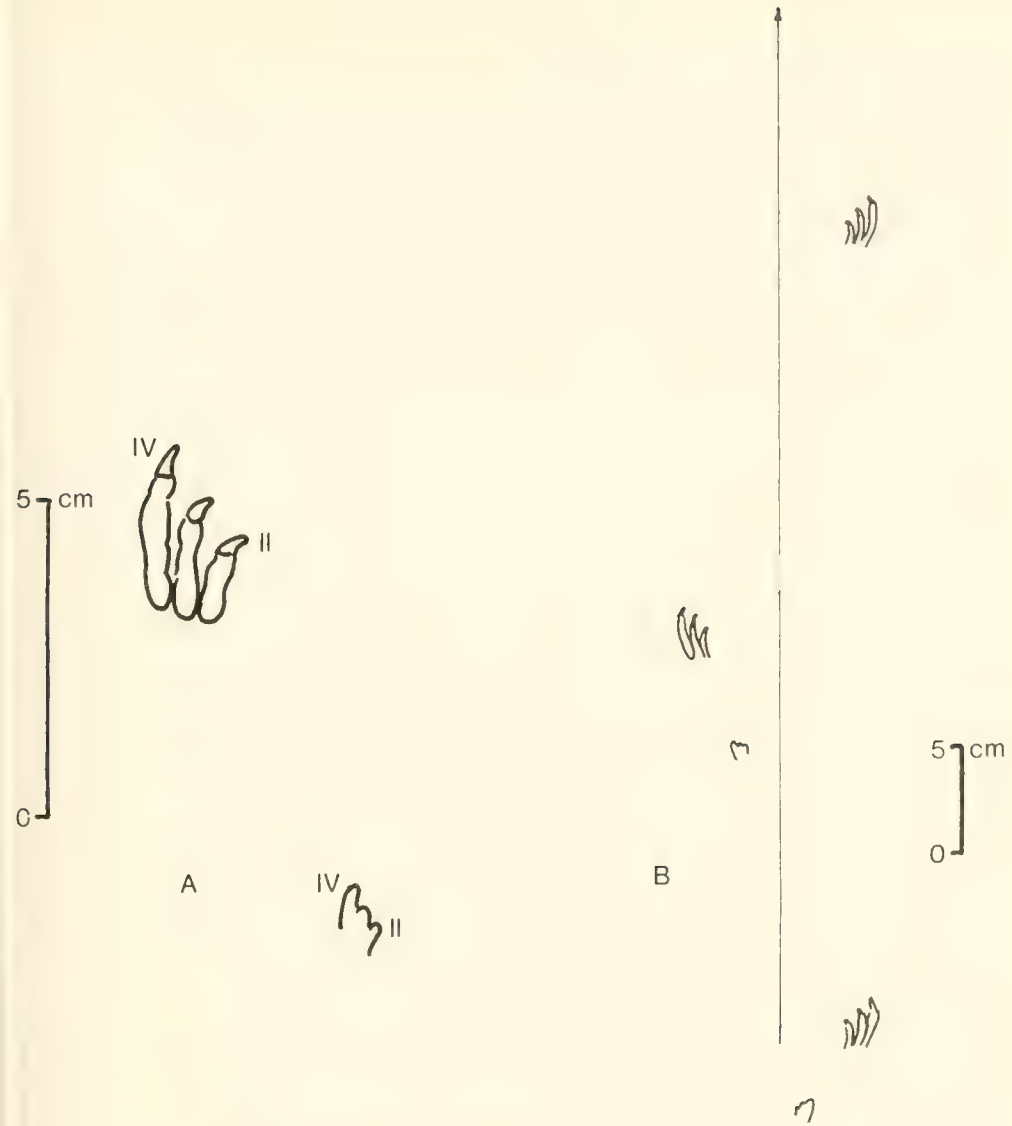


Abb. 2: *Rhynchosauroides bavaricus* n. sp., Röt, Dobersgrund, BSP 1972 V 4. – A. Holotypus, Einzelfährte, der Fuß ist vor der Hand. B. Fährte Nr. 1.

Familie Rhynchosauroidae (Haubold 1966)
Gattung *Rhynchosauroides* (Maidwell 1911)

Rhynchosauroides bavaricus n. sp.
Abb. 2 A, B, Taf. 6, Fig. 1

Auf beiden Platten (BSP 1967 XVI 25 und BSP 1972 V 4) sind diese Fährten häufig. Oft sind sie unvollständig, und in mehreren Fällen sind nur die Krallen sichtbar. Es ließen sich nur we-

nige Meßwerte entnehmen. Die verschiedenen Arten dieser Gattung haben ähnliche Formen und sind manchmal schwer zu unterscheiden.

Holotypus: Ein Fußabdruck auf der Platte BSP 1972 V 4. (Abb. 2 A).

Hypodigma: Zehn Fährtenabdrücke zusammen mit dem Holotypus unter insgesamt etwa 100. Abb. 2 B.

Stratum typicum: Röt, Oberer Buntsandstein.

Locus typicus: Dobersgrund bei Kronach, Oberfranken.

Diagnose: Fuß tridactyl, die Zehen sind schwach gekrümmt, die Krallen sind klein, ihre Richtung ist nicht immer die der zugehörigen Zehe, sondern sie sind oft nach der Innenseite des Abdrucks gedreht. Nur die Zehen II, III, IV sind vorhanden und zeigen ein mäßiges und reguläres Wachstum von II bis IV. Die Verhältnisse der Längen der Zehen III/II, IV/II, IV/III haben einen Mittelwert von 1,4; 1,7; 1,3. Die Hand ist selten eingedrückt und schlecht bekannt. Die Fährten sind eng, der Schrittwinkel hat einen Mittelwert von ungefähr 140°.

Beschreibung und Diskussion

Der Zehenwinkel II IV ist sehr variabel, aber er ist klein und überschreitet nicht 18°. Die Krallen sind klein und dreieckig. Die Kralle der IV. Zehe ist ein wenig grösser als die der anderen. Die Polster sind auf der IV. Zehe gut sichtbar, selten auf den anderen (Abb. 2). Die oft schlecht eingedrückte und nicht immer vorhandene Hand ist bei derselben Phase der Bewegung immer hinter dem Fuß. Hier liegt aber kein Fall des sekundären Übertretens der Hand durch den Fuß vor, da der Abstand Hand Fuß stark variiert und die Hand nicht immer vorhanden ist. Vielmehr kann man darin eine Tendenz zur Bipedie sehen.

Die Parameter der Häufigkeitsverteilungen sind aus Tabelle 2 zu entnehmen. Die Variabilitäten sind im allgemeinen < 10%. Nur der Zehenwinkel II-IV zeigt eine sehr große Variabilität von 30%. Aber das gilt gewohnlich fur alle Zehenwinkel und beweist nur die große Biegsamkeit der Gelenke der Phalangen. Die Variabilitat des Abstandes Hand-Fuß von 32% ist die Folge der Tatsache, daß die vorderen Gliedmaßen eine kleine Rolle bei der Bewegung spielen.

Die Merkmalsverhältnisse zeigen geringe Variabilität und schlechte Wahrscheinlichkeit für den Cramerstest. Die Verteilungen sind stark asymmetrisch. Vielleicht kann man darin einen Einfluß des Wachstums innerhalb der Population sehen.

Um die Validität der neuen Art zu erproben, sind auf Tabelle 3 Vergleichswerte einiger gut definierter Arten beigefugt: *Rh. schochardti* (R. v. Lilienstern 1939), *Rh. hornemanni* (Hau-

Merkmale	Zahl	Mittelwert		Streuung	Variabilität (%)	Vertrauensgrenzen		Cramerstest Asymmetrie	Testvariable	Wahrscheinlichkeit
Zehe II	10	15	mm	0,667	4,4	14,5	15,5	0	0	100
Zehe III	10	20,5	mm	1,179	5,8	19,6	21,4	0,255	0,37	71
Zehe IV (ges.Länge)	11	26	mm	1,789	6,9	24,7	27,3	0,128	0,19	85
Breite (m)	10	17	mm	1,491	8,8	15,9	18,1	0	0	100
Winkel (II-IV)	10	12,1	°	3,635	30	9,5	14,7	0,091	0,13	90
Schritt	5	211,6	mm	5,639	2,7	2o4	219	-	-	-
Doppelschritt	4	382,5	mm	6,455	1,7	372	393	-	-	-
Schrittwinkel	4	14o	°	1,633	1,2	137	143	-	-	-
III/II	10	1,37		0,080	5,9	1,31	1,43	1,967	2,86	0,5
IV /II	10	1,72		0,117	6,8	1,63	1,80	1,553	2,26	2
IV /III	10	1,26		0,066	5,2	1,21	1,31	1,725	2,51	1
m /II	10	1,13		0,104	9,2	1,06	1,21	0,994	1,45	15
Doppelschritt/Breite	4	2,73		0,071	2,6	2,61	2,85	-	-	-
Doppelschritt/L des Fußes	4	14,5		1,170	8,1	13,3	15,7	-	-	-
Abstand Hand - Fuß	4	41,3	mm	13,150	31,9	20,3	62,2	-	-	-

Tabelle 2: Maße des Fußes und Parameter der Häufigkeitsverteilungen von *Rhynchosauroides bavaricus* n. sp.

Arten \ Verhältnisse	III/II		IV/II		IV/III		m/II	
	d	D	d	D	d	D	d	D
Rh. bavaricus – *Rh. petri*	0,16	0,16	0,32	0,23	0,08	0,09	0,67	0,22
Rh. bavaricus – *Rh. schochardti*	0,07	0,12	0,19	0,27	0,30	0,15	0,62	0,15
Rh. bavaricus – *Rh. bornemanni*	0,39	0,12	0,66	0,20	0,09	0,08	0,59	0,17

Tabelle 3: Verhältniszahlen der Mittelwerte bei verschiedenen Arten der Gattung *Rhynchosauroides*.

BOLD 1966), *Rh. petri* (DEMATHIEU 1966), letzterer aus der mittleren Mitteltrias am Nordostrand des französischen Zentralmassivs. Die Vergleiche betreffen die Quotienten der Maße einiger Merkmale. Sie zeigen signifikante Unterschiede zwischen den Mittelwerten; damit können wir diese Art mit einer guten Wahrscheinlichkeit als valid betrachten.

Versuch einer paläontologischen Deutung

Bei der Fährte Nr. 1 (Abb. 2 B) ist der Schrittwinkel mit 140° sehr groß für diese Gattung. Das Verhältnis Doppelschritt/Fußlänge ist mit dem Wert 15 ebenfalls recht groß. Diese beiden Merkmale sprechen für ein Reptil mit langen Hintergliedmaßen: 27–32 cm nach der Demathieu-Methode (DEMATHIEU 1970). Wahrscheinlich war der Rumpf kurz, weil die Handeindrücke hinter den Fußeindrücken liegen; seine Länge (glenoacetabulare Länge) ist ungefähr 17–22 cm und die der Vorderglieder 16–20 cm.

In der Trias gibt es manche Reptilien mit kurzem Rumpf und langen Beinen: *Macrocnemus bassani* NOPSCA (1930), bei dem das Verhältnis Rumpflänge/Hinterglieder 0,7–0,8 betragt. Vielleicht war dieses Verhältnis geringer für *Lagosuchus* und *Lagerpeton* (ROMER 1971–72). Der Fährtenerzeuger ist kaum näher zu bestimmen. Der Bauplan der Füße ist alt, archaisch, aber die Zehen I und V sind nicht in Funktion, was eine Reduzierung ihrer Länge bedeutet. So sind archaischer und evolutiver Charakter hier gemischt. Die leichte Bewegung bringt uns auf den Gedanken, daß der Fährtenerzeuger taxonomisch in der Nähe von *Lagerpeton* zu suchen ist.

Familie Rotodactylidae PEABODY 1948
Gattung *Rotodactylus* PEABODY 1948

Rotodactylus kronachensis n. sp.
Abb. 3 A, B, Taf. 6, Fig. 2

Holotypus: Fährte Nr. 2 (Abb. 3 B) auf Platte BSP 1972 V 4.

Hypodigma: Eine weitere Fährte und verschiedene Einzeleindrücke (Abb. 3 A) auf Platte BSP 1972 V 4.

Stratum typicum: Röt, Oberer Buntsandstein.

Locus typicus: Dobersgrund bei Kronach, Oberfranken.

Diagnose: Pentadactyle Fährten, deren Zehen wenig gekrümmt und subparallel sind. Am Fuß sind Zehe I und V nur durch ihre Krallen bekannt, wenn sie überhaupt vorhanden sind. Die anderen Zehen sind eng und lang. Die Verhältnisse der Längen der Zehen III/II, IV/II, IV/III, betragen durchschnittlich 1,4; 1,5; 1,1. Die Krallen sind ziemlich stark und ein wenig spatelförmig. Die nicht immer vorhandene Hand liegt weit hinter dem Fuß, etwa dreimal die Länge der IV. Zehe. Sie ist ziemlich groß in Bezug auf den Fuß, etwa halb so groß. Die Zehen III und IV sind ungefähr gleich.

Die Fährte ist ziemlich eng (Abb. 3 B); der Schrittwinkel beträgt um 125° und das Verhältnis Doppelschritt/Fußlänge etwa 9.

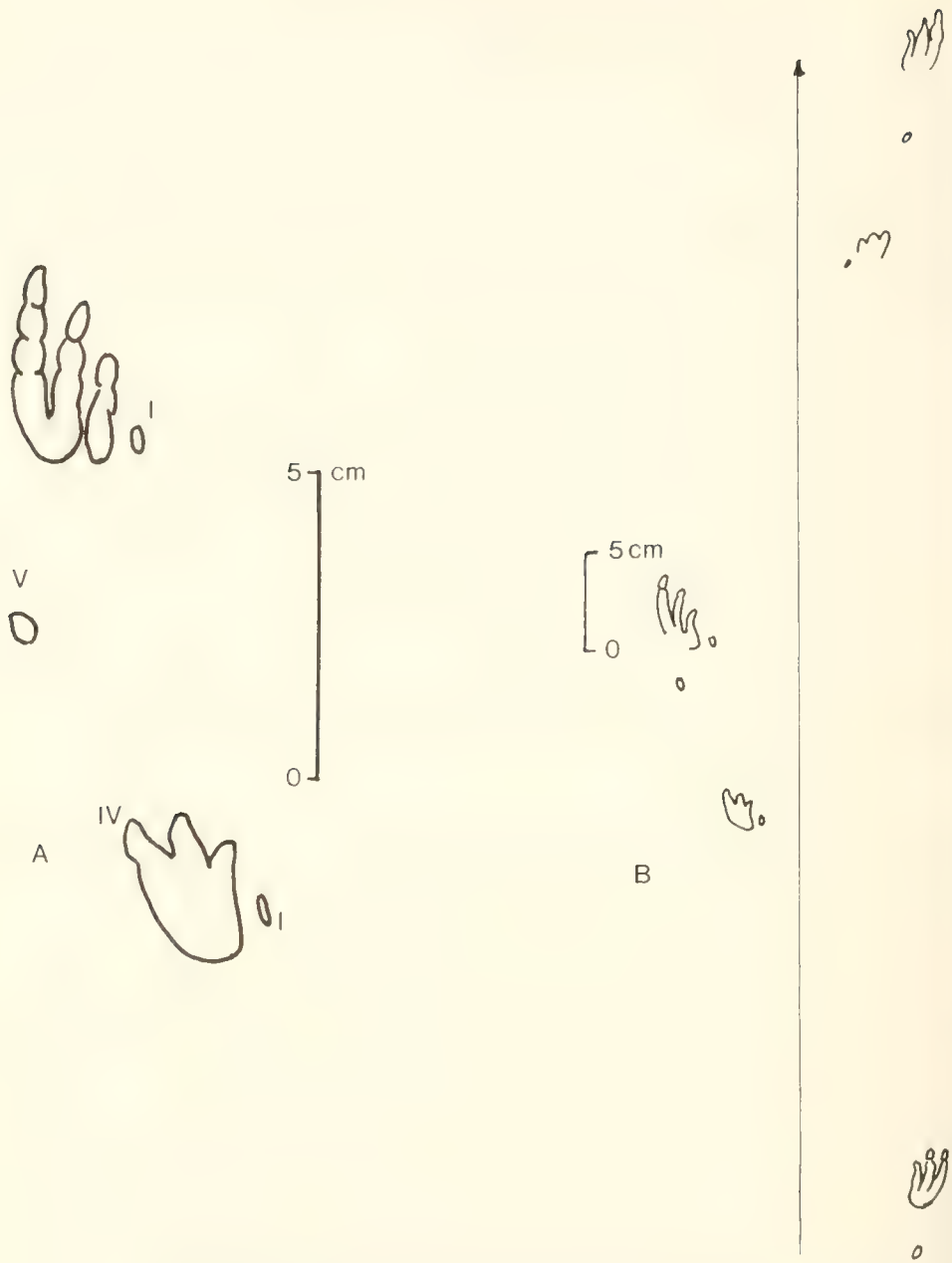


Abb. 3: *Rotodactylus kronachensis* n. sp., Röt, Dobersgrund, BSP 1972 V 4. – A. Isolierter Fuß (oben) und Hand, linke Autopoden. B. Holotypus, Fährte Nr. 2.

FÜSSE	N	MITTELWERT	STREUUNG	VARIABILITÄT (%)	VERTRAUENSGRENZEN
II	3	20,7 mm	1,528	7,4	16,8 ; 24,5
III	3	28 mm	1,732	6,2	23,7 ; 32,3
IV	3	30,3 mm	0,577	1,9	28,9 ; 31,8
Länge (L)	3	59 mm	4,359	7,4	50 ; 68
Breite (b)	1	26	-	-	- -
I-IV Länge (M)	3	34,3 mm	0,577	1,7	33,2 ; 35,4
I-IV Breite (b)	3	21 mm	2	9,52	16,7 ; 26,0
Kreuzachse (q)	3	81,6 °	2,887	3,5	76,3 ; 87,0
III/II	3	1,36	0,0332	2,5	1,27 ; 1,44
IV /II	3	1,47	0,0930	6,3	1,24 ; 1,70
IV /III	3	1,09	0,0614	5,7	0,93 ; 1,24
m /II	3	1,02	0,1640	16,0	0,61 ; 1,43
L /III	3	2,11	0,0305	1,5	2,03 ; 2,19

Tabelle 4: Parameter der Häufigkeitsverteilungen bei *Rotodactylus kronachensis* n. sp.

Verhältnisse / Arten	III/II d	III/II D	IV/II d	IV/II D	IV/III d	IV/III D	b/II d	b/II D	L/III d	L/III D
R. matthesi - R. kronachensis	0,30	0,21	0,63	0,24	0,18	0,09	0,18	0,21	0,03	0,16
R. kronachensis - R. bessieri	0,01	0,19	0,11	0,17	0,07	0,48	0,18	0,23	-	-
R. kronachensis - R. rati	0,06	0,13	0,04	0,20	0,02	0,10	0,33	0,16	0,16	0,23

Tabelle 5: Verhältniszahlen der Mittelwerte bei verschiedenen Arten der Gattung *Rotodactylus*.

Beschreibung und Diskussion

Die Maße der Fährte sind am Fuß:
Schritt 297 mm, Doppelschritt 550 mm, totale Gangbreite 135 mm, Schrittwinkel 126°.
Die entsprechenden Maße an der Hand: 282 mm, 550 mm, 75 mm, 150°.

Die Polster der Zehen sind selten sichtbar. Nach dem einzigen Eindruck, wo sie vorhanden sind (Abb. 3 A), scheint es, daß sie mit der gewöhnlichen Phalangenformel der Reptilien übereinstimmen: 3, 4, 5 für die Zehen II, III, IV. Die hintere Grenze des Fußeindrucks ist wahrscheinlich die der digitometatarsalen Polster. Es scheint, daß eine Verwachsung der III. und IV. Polster vorliegt, wie bei *Rotodactylus rati* (DEMATHIEU 1971).

Die oft schlecht eingedrückte Hand zeigt kurze und grobe Krallen. Der hintere Teil des Eindrucks endet mit einer Kurve, deren Scheitel unter dem II. Finger liegt.

Die Parameter der Häufigkeitsverteilungen enthält Tabelle 4. Die Variabilität ist gering. Darin drückt sich eine regelmäßige Bewegung aus.

Diese Fährten unterscheiden sich von den anderen Arten der Gattung *Rotodactylus,* von den amerikanischen Arten *R. cursorius, R. mckeei, R. bradyi* (PEABODY 1948), die noch lacertoiden Charakter haben, und von der Art des deutschen Buntsandstein *R. matthesi* (HAUBOLD 1967), deren Handflächen und Verhältnisse anders sind. Die Ähnlichkeit ist groß mit der französischen Art *R. rati* vom Nordostrand des Zentral-Massivs und noch mehr mit *R. bessieri* aus der Trias von Lodeve (Herault-France) (Tab. 5), wo die deutlichen Differenzen unterstrichen sind. Mangels genügender Zahlenangaben war es nicht möglich, in dieser Tabelle die amerikanischen Rotodactyliden einzubeziehen.

Versuch einer paläontologischen Deutung

Die grundlegende Erklärung der rotodactyliden Fährten stammt von HAUBOLD (1967, 1971). Danach deutet der Eindruck der V. Zehe hinter den Zehen I–IV lange Metapodien II, III, und IV sowie ein kurzes Metapodium V an. So liegt das distale Ende der V. Zehe weit hinter den Ze-

hen I–IV. Die Entdeckung der Lagosuchidae (Romer 1971, 1972, Bonaparte 1975) hat diese Hypothese bestätigt. Der Erzeuger der vorliegenden Fährte dürfte mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit ein Vertreter dieser Familie sein. Seine Maße lassen sich nach Demathieu (1970) folgendermaßen abschätzen: Rumpf 30–35 cm, Hintergliedmaßen 45–50 cm, Vordergliedmaßen 28–34 cm.

Bemerkung zu den Gattungen *Rhynchosauroides* und *Rotodactylus*

Für einige Arten der Gattung *Rhynchosauroides* ist der Unterschied zu Arten der Gattung *Rotodactylus* gering: das Vorhandensein oder Fehlen der Kralle V. *Rhynchosauroides bavaricus* hat weder diese Kralle noch einen anderen Eindruck der Zehe V. Somit hat dieser Fährtenerzeuger eine kürzere Zehe V oder ein längeres Metatarsale als *Rotodactylus*. Daraus erklärt sich, daß beide Fährtenerzeuger in dieselbe zoologische Familie gehören könnten.

Die Gattung *Rhynchosauroides* besteht aus Fährten, deren Erzeuger den Rhynchocephalen, den Lacertiliden oder den Lagosuchiden angehören. Die dreizehigen Rhynchosauroidenfährten, die den funktionellen Verlust der Zehen I und V bei der Bewegung zeigen, haben Erzeuger, deren Fußbau einen Grad höherentwickelt ist als bei den rotodactyliden Fährten.

Familie Chirotheriidae Abel 1935
Gattung *Synaptichnium* Nopcsa 1923

Synaptichnium sp.
Abb. 4, Taf. 8, Fig. 2

Ein einzelnes linkes Paar Hand/Fuß befindet sich am unteren Rand der Platte BSP 1972 V 4, eine Fährte auf der Platte BSP 1967 XVI 25.

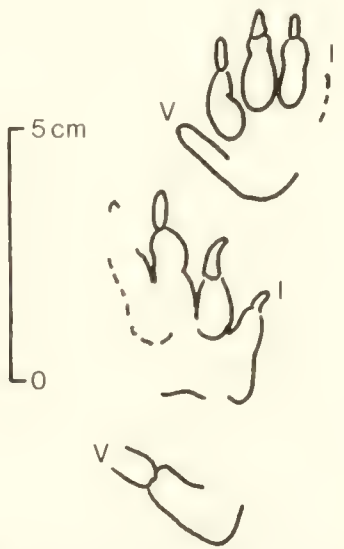


Abb. 4: *Synaptichnium* sp., Röt, Dobersgrund, BSP 1972 V 4, linke Einzelfährte.

Beschreibung und Diskussion

Die Hand ist groß in Bezug auf den Fuß (etwa 8/10); ihre Form ist typisch für die Gattung. Die Finger sind relativ kurz und dick. Der II. ist ein wenig kleiner als der III., der IV. ist schlecht eingedrückt und seine Kralle ist unsichtbar. V ist ziemlich lang, und geradlinig, IV ist gekrümmt. Die Krallen sind ziemlich lang und stark (Abb. 4). Die Fingerwinkel sind klein. Das Verhältnis Länge/Breite beträgt um 1,2.

Die III. und IV. Zehe sind subparallel und die I. und II. kürzer und ein wenig gekrümmt. Alle sind lang und nicht sehr dick. Sie tragen lange und schwach gekrümmte Krallen. Das distale Ende der IV. Zehe ist nicht sichtbar. Die distal unvollständige V. Zehe ist gerade und liegt allein hinter den vier ersten Zehen. Ihre Richtung bildet zur Fußachse einen Winkel von etwa 60°. Die Polster erscheinen nicht gut. Meßwerte siehe Tabelle 6. Das Verhältnis Länge/Breite beträgt etwa 1,8.

Die Fährte (auf Platte BSP 1967 XVI 25) ist ziemlich eng. Der Schrittwinkel mißt durchschnittlich 145°; das Verhältnis Doppelschritt/Gangbreite beträgt 3,8 und Doppelschritt/Fußlänge 5,6. Diese Merkmale sprechen für einen guten Fußgänger mit langen Gliedern. Die gleno-acetabulare Länge (Rumpf) liegt im Intervall 30–36 cm, die totale Länge bei 110–140 cm.

Versuch einer paläontologischen Deutung

Die Gattung *Synaptichnium* ist im deutschen Buntsandstein (Hessischer Chirotheriensandstein und Solling-Folge) mit vier Arten wohl vertreten, aber bis jetzt noch nicht ausführlich in der Literatur beschrieben (Demathieu & Haubold, im Druck).

Die Hand ist semipalmigrad bis palmigrad. Sie ist groß in Bezug auf den Fuß. Diese Merkmale sprechen für ein echt quadrupedes Tier. Die Anzahl der Strahlen, ihre Formen und ihre Beziehungen sind bei der Hand der Pseudosuchier wieder zu finden.

Der Fuß ist lang im Vergleich zu seiner Breite. Da die IV. Zehe länger ist als die III. und die V. gerade, die übrigen dagegen gekrümmt sind, besteht bei dieser Form eine gewisse Ähnlichkeit zu einigen Rhynchosauroiden.

Als Erzeuger dieser Fährte sind kleine Pseudosuchier anzusehen, die wegen der Form der Füße wahrscheinlich an die Familie der Aetosauriden anzuschließen sind.

	Länge der Zehen I II III IV V (mm)	Länge/Breite (mm)	Fusszehengruppe I - IV Länge/Breite (mm)	Winkel II-IV I-IV I-V (°)	Kreuzachse (°)	Fährte Schritt (mm)	Doppelschritt (mm)	Schritt-Winkel (°)	Gangbreite (mm)
Fuß	28 34 43 30	66 37	56 37	10 22 42	68	195	393	147	103
Hand	20 24 27 21 29	42 35	27 30	12 22 78	80				

Tabelle 6: Maße des Fußes und der Fährte von *Synaptichnium* sp.

Gattung *Brachychirotherium* Beurlen 1950
Brachychirotherium paeneparvum n. sp.
Abb. 5 A, B, Taf. 6, 7, 9, Fig. 2

Holotypus: Das Paar Hand/Fuß Nr. 11 der Fährte Nr. 4, auf Platte BSP 1972 V 4 (Abb. 5 A).

Hypodigma: Die ganze Fährte Nr. 4 auf Platte BSP 1972 V 4.

Stratum typicum: Röt, Oberer Buntsandstein.

Locus typicus: Dobersgrund bei Kronach, Oberfranken.

Diagnose: Pentadactyle Eindrücke von Mittelgröße. Am Fuß sind die Zehen I–IV subparallel und tragen feine, nach innen gekrümmte Krallen. Zwei sichtbare Polster auf den Zehen I, II, III, aber vier auf der IV. Zehe, die kurz und ein wenig gekrümmt ist. Das entsprechende Metatarsalpolster ist lang und ein Teil der Sohle ist sichtbar. Der Winkel mit der Fußachse mißt 50°, die Kreuzachse 65°. Das Verhältnis Länge/Breite beträgt 1,8.

Die Fährte ist eng, der Schrittwinkel mißt 140° (Abb. 5 B).

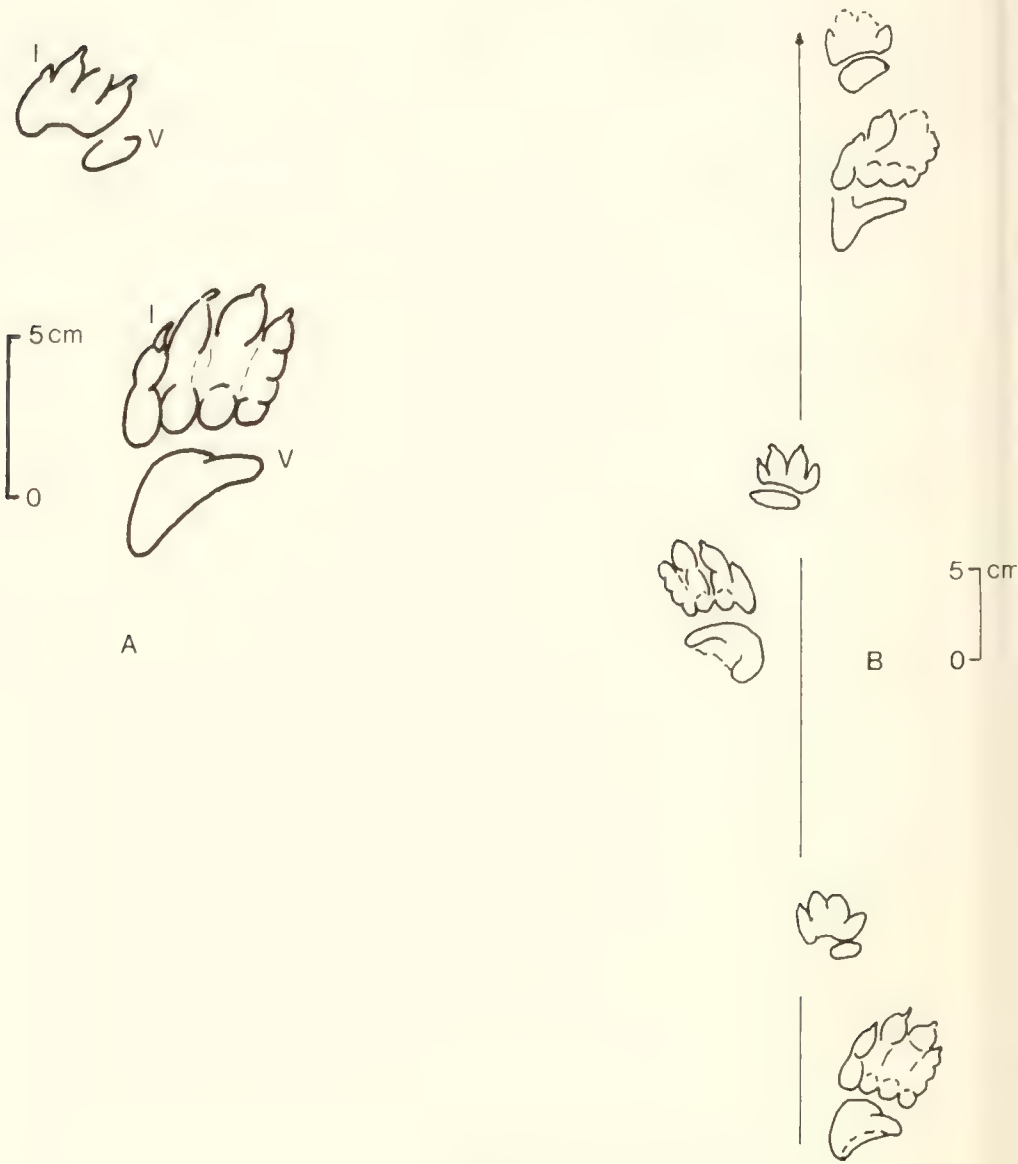


Abb. 5: *Brachychirotherium paeneparvum* n. sp., Röt, Dobersgrund, BSP 1972 V 4. – A. Holotypus, rechte Einzelfährte der Fährte Nr. 4. B. Fährte Nr. 4 (Ausschnitt).

Beschreibung und Diskussion

Was diese Form am meisten von den anderen Arten der Gattung *Brachychirotherium* unterscheidet, ist das Vorhandensein der vier Polster auf der IV. Zehe. Die drei ersten Zehen haben jede nur zwei Polster; die der II. und III. sind dick und lang. Die Phalangenformel ist wahrscheinlich 2, 3, 4, 4, wie bei den Krokodilen. Die Kralle der IV. Zehe scheint klein und sie ist nicht immer sichtbar.

Die Hand ist schlecht eingedrückt und wir konnten keine Maße nehmen (Abb. 5 A).

Die Tabelle 7 enthält die statistischen Parameter. Man kann sehen, daß die Zehen wohl definiert sind. Die Breite der Fußzehengruppe I–IV hat eine große Asymmetrie, die Winkel I–IV, II–IV, I–V haben eine zu große Variabilität. Außer dem Verhältnis Länge/Breite der Fußzehengruppe I–IV sind die anderen homogen.

Für die Hand sind die Ergebnisse variabel.

Die Fährte (Abb. 5B) ist merkwürdig (Taf. 7 u. 9, Fig. 2). Ungefähr in der Mitte der „Bahn" ist dieser Fährtenerzeuger ausgeglitten. Das hat sein Gleichgewicht für vier Schritte gestört. Er ist nicht gestürzt und hat das Gleichgewicht leicht wiedergefunden. Während dieser Phase ist die Gangbreite kaum verändert. Nur die Schrittlänge und der Doppelschritt sind verschlechtert, wie die Verteilungen zeigen.

Die neue Art ähnelt dem *Br. circaparvum* aus der Mitteltrias am Nordostrand des Zentralmassivs. In Tabelle 8 sind die Abweichungen der entsprechenden Maßzahlen-Verhältnisse für *Br. paeneparvum*, *Br. circaparvum* (Demathieu 1971), *Br. praeparvum* (Haubold 1967) und *Br. hessei* (Soergel 1925) aufgeführt. Zwischen *Br. paeneparvum* und *Br. circaparvum* gibt es zwei, zu *Br. hessei* vier signifikante Unterschiede. Dies bestätigt, daß die Art valid ist.

Merkmale	Zahl	Mittelwert	Streuung	Variabilität (%)	Vertrauensgrenzen des Mittelwertes	Cramerstest Asymmetrie	Testvariable	Wahrscheinlichkeit
Füße: I	9	26,9 mm	1,364	5,1	25,8 ; 28	- 1,26	1,84	7
II	5	40,4 mm	2,408	6,0	37,4 ; 43,4	- 0,601	0,66	51
III	5	47,2 mm	2,588	5,5	43,9 ; 50,5	0,502	0,55	58
IV	7	39,6 mm	2,070	5,2	37,6 ; 41,5	0,126	0,16	88
V	10	51,7 mm	4,832	9,4	48,2 ; 55,2	- 0,458	0,67	50
Länge (L)	12	89,8 mm	5,345	6,0	86,3 ; 93,2	0,466	- 0,73	47
Breite (b)	12	50,8 mm	3,019	5,9	48,8 ; 52,7	0,549	0,86	39
I–IV Länge (M)	12	54,3 mm	3,793	7,0	51,8 ; 56,7	0,536	0,84	40
I–IV Breite (m)	12	42,4 mm	3,554	8,4	40,1 ; 44,7	1,279	2,01	4
II–IV Winkel	4	14,3 °	5,315	37,3	6,8 ; 21,7	-	-	-
I –IV Winkel	6	23,7 °	3,141	13,3	20,3 ; 27	- 0,120	0,14	89
I –V Winkel	10	50,3 °	7,181	14,3	45,1 ; 55,5	0,817	1,19	23
Kreuzachse	12	64,1 °	6,052	9,4	60,2 ; 68,0	0,733	1,15	25
III/I	5	1,79	0,1470	8,2	1,61 ; 1,98	- 0,725	0,79	43
III/II	5	1,17	0,0645	5,5	1,08 ; 1,25	- 1,097	1,20	23
IV /I	7	1,48	0,1019	6,9	1,38 ; 1,57	0,486	0,61	54
IV /II	5	0,97	0,0590	6,1	0,89 ; 1,05	- 0,794	0,87	38
IV /III	5	0,83	0,02639	3,2	0,79 ; 0,87	- 0,528	0,58	56
V /III	5	1,06	0,1176	11,1	0,91 ; 1,21	1,41	1,54	12
b /III	5	1,06	0,0739	7,0	0,96 ; 1,15	- 0,372	0,41	68
m /II	5	1,03	0,1080	10,5	0,89 ; 1,17	- 0,251	0,28	78
L /b	12	1,77	0,1189	6,7	1,69 ; 1,85	0,594	0,93	35
L /M	12	1,66	0,078	4,7	1,60 ; 1,71	1,08	1,69	9
M /m	12	1,29	0,1415	11	1,19 ; 1,38	1,51	2,36	2
Hände:								
	5	22 mm	2,646	12,0	18,1 ; 25,9	0,810	0,89	37
Handlänge (L)	10	36,2 mm	3,225	8,9	33,8 ; 38,6	0,322	0,47	64
Handbreite (b)	10	33,6 mm	2,716	8,1	31,6 ; 35,6	- 1,71	2,5	1
Handzehengruppe:								
Länge (M)	10	24,4 mm	3,026	12,4	22,2 ; 26,6	- 1,14	1,66	10
Breite (m)	8	32,1 mm	2,232	6,9	30,2 ; 34,0	- 2,05	2,74	0,5
L/b	10	1,08	0,097	8,9	1,01 ; 1,15	1,26	1,83	7
M/m	8	0,44	0,070	15,8	0,38 ; 0,51	- 0,344	0,46	65
Fährte (Fuß):								
Schritt	11	239 mm	43,48	18,2	209 ; 268	- 0,529	0,80	
Doppelschritt	10	471 mm	79,68	16,9	414 ; 527	- 1,61	2,34	2
Schrittwinkel	10	136 °	13,71	10,1	126 ; 146	- 2,29	3,35	0
Gangbreite	10	133 mm	17,21	13	120 ; 145	0,560	0,82	41

Tabelle 7: Maße des Fußes und Parameter der Häufigkeitsverteilungen von *Brachychirotherium paeneparvum* n. sp.

Versuch einer paläontologischen Deutung

Das Aussehen der Fährte und der Eindrücke beweist eine langsame Gangart der Fährtenerzeuger. In diesem Fall kann die Rumpflänge (gleno-acetabulare Länge) mit der Soergel-Methode (Soergel 1925, Demathieu 1970) geschätzt werden: man findet ein Intervall von 45–48 cm. Bei ziemlich kleinem Schrittwinkel von 40° für die Hinterglieder und 50° für die Vorderglieder beträgt die Schätzung für die ersten zwischen 48–51 cm und 34–37 cm für letztere. Die gesamte Länge war vielleicht 160–200 cm.

Die Anordnung der Zehenlänge (III > II ≧ IV > I) ist von Skelettresten der Archosaurier (außer Krokodile) unbekannt, wo wir III > IV > II > I beobachten. Diese Umkehrung ist nicht durch den Vorgang des Eindrückens hervorgerufen, weil wir hier vier Metatarsalpolster derselben Größe haben, so daß die Projektionen auf die Eindrücke etwa gleich sind. Die Maße der Zeheneindrucke sind von der Spitze der Krallen bis zum proximalen Ende der Metatarsalpolster abgegriffen (Demathieu & Haubold 1978).

Die Fährte zeigt uns ein gewandt laufendes Tier mit einem Schrittwinkel von etwa 140°. (Das ist der der rezenten Felidae.) Die Füße und Hände weisen auf einen Archosaurier. Die Anordnung der Zehenlange spricht für ein Tier in der Nahe der Vorfahren der Krokodile mit einer noch kleinen Kreuzachse (≈65°).

Verhältnisse / Arten	III/I		III/II		IV/I		IV/II		IV/III		V/III	
	d	D	d	D	d	D	d	D	d	D	d	D
Br. paeneparvum – Br. hessei	0,03	0,22	0,05	0,09	0,00	0,15	0,02	0,09	0,02	0,05	0,15	0,11
Br. paeneparvum – Br. circaparvum	0,12	0,27	0,04	0,05	0,11	0,26	0,05	0,10	0,02	0,07	0,28	0,22
Br. paeneparvum – Br. praeparvum	0,14	0,26	0,04	0,12	0,28	0,16	0,15	0,11	0,10	0,05	0,39	0,15

Verhältnisse / Arten	l/III		m/II		L/b		M/m		L/M		q	
	d	D	d	D	d	D	d	D	d	D	d	D
Br. paeneparvum – Br. hessei	0,06	0,15	0,07	0,15	0,22	0,18	0,21	0,14	0,08	0,14	10,9	7,1
Br. paeneparvum – Br. circaparvum	0,01	0,11	0,10	0,11	0,15	0,12	0,30	0,11	0,00	0,14	9,1	5
Br. paeneparvum – Br. praeparvum	0,02	0,13	0,06	0,16	0,15	0,17	–	–	–	–	2,4	8

Tabelle 8: Verhältniszahlen der Mittelwerte bei verschiedenen Arten der Gattung *Brachychirotherium*.

Brachychirotherium hessei (Soergel 1925)
Abb. 6, Taf. 7, 9, Fig. 1

Chirotherium hessei Soergel 1925
Brachychirotherium hessei (Soergel 1925). – Haubold 1970.

Neotypus: Paar Hand/Fuß Nr. 6 der Fährte Nr. 5, Abb. 6A, Taf. 9, Fig. 1 der Platte BSP 1972 V 4.

Der Holotypus ist während oder kurz nach dem 2. Weltkrieg im Museum Kulmbach zerstört worden oder verschollen.

Hypodigma: Die ganze Fährte Nr. 5 auf Platte BSP 1972 V 4.

Stratum typicum: Röt, Oberer Buntsandstein.

Locus typicus: Dobersgrund bei Kronach, Oberfranken.

Diagnose: Ziemlich kleine pentadactyle Fährten. Fußzehen subparallel zueinander. Dikke, verwachsene distale Polster der Zehen II, III, IV. Zehen II–IV ungefähr gleich. Die vier Digitometatarsal-Polster sind beinahe auf einer geraden Linie. Die Kreuzachse beträgt 75°. Das Verhaltnis Fußlange/Fußbreite ist ungefähr 1,6. Die V. Zehe und ihr metatarsales Polster sind kurz; der Winkel mit der Fußachse beträgt ungefähr 65°.

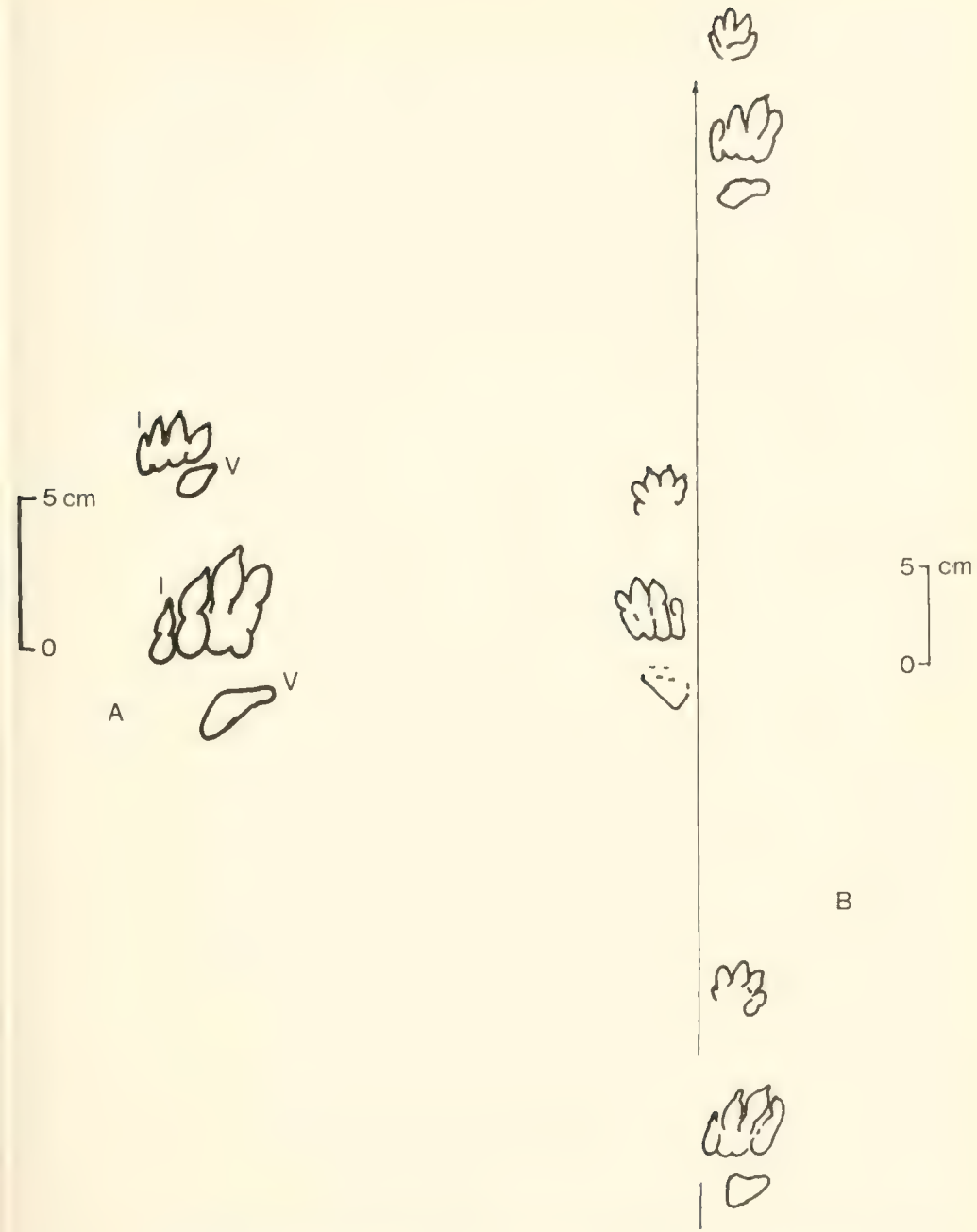


Abb. 6: *Brachychirotherium bessei* (SOERGEL), Röt, Dobersgrund, BSP 1972 V 4. – A. Neotypus, rechte Einzelfährte (Nr. 6) der Fährte Nr. 5. B. Fährte Nr. 5 (Ausschnitt).

MERKMALE	ZAHL	MITTELWERT	STREUUNG	VARIABILITÄT (%)	VERTRAUENSGRENZEN DES MITTELWERTES	CRAMERSTEST ASYMMETRIE	TESTVARIABLE	WAHRSCHEINLICHKEIT
Füße								
I	4	20,5 mm	1,291	6,3	18,4 ; 22,6	-	-	-
II	4	30,5 mm	1,915	6,3	27,4 ; 33,6	-	-	-
III	4	37,3 mm	2,500	6,7	33,2 ; 41,3	-	-	-
IV	4	30,3 mm	2,217	7,3	26,7 ; 33,8	-	-	-
V	5	34,6 mm	2,408	7,0	31,8 ; 37,4	0,601	0,66	51
Länge (L)	5	63,2 mm	4,438	7,0	57,6 ; 68,8	1,009	1,10	27
Breite (b)	5	41,2 mm	3,563	8,7	36,7 ; 45,7	- 0,603	0,66	51
I-IV Länge (M)	5	36,6 mm	2,074	5,7	34,0 ; 39,2	- 0,236	0,26	80
I-IV Breite (m)	5	33,8 mm	1,924	5,7	31,4 ; 36,2	- 0,590	0,65	52
(II-IV) Winkel	4	12,3 °	2,062	16,8	8,9 ; 15,5	-	-	-x
(I -IV) Winkel	4	16,5 °	3,000	18,2	11,7 ; 21,3	-	-	-
(I -V) Winkel	4	68,8 °	2,986	4,3	64,5 ; 73,0	-	-	-
Kreuzachse (q)	4	75,0 °	4,320	5,8	68,8 ; 81,2	-	-	-
Verhältnisse								
III/I	4	1,82	0,1240	6,8	1,62 ; 2,02	-	-	-
III/II	4	1,22	0,0489	4,0	1,14 ; 1,30	-	-	-
IV /I	4	1,48	0,1160	7,8	1,29 ; 1,67	-	-	-
IV /II	4	0,99	0,0497	5,0	0,91 ; 1,08	-	-	-
IV /III	4	0,81	0,0330	4,05	0,75 ; 0,86	-	-	-
V /III	4	0,92	0,0658	7,1	0,81 ; 1,03	-	-	-
b/III	4	1,12	0,1729	15,4	0,84 ; 1,40	-	-	-
m/II	4	1,10	0,0735	6,7	0,98 ; 1,22	-	-	-
L/b	5	1,55	0,2256	14,6	1,26 ; 1,83	2,042	2,24	2,5
L/M	5	1,74	0,2060	11,9	1,47 ; 2,00	0,593	0,65	52
M/m	5	1,08	0,0253	2,3	1,05 ; 1,12	0,384	0,42	67
Hände								
I	4	12,5 mm	1,732	13,9	9,7 ; 15,3	-	-	-
II	4	18,8 mm	0,957	5,1	17,2 ; 20,3	-	-	-
III	4	17,3 mm	0,500	2,9	16,4 ; 18,1	-	-	-
IV	4	13,5 mm	1,915	14,2	10,4 ; 16,6	-	-	-
V	3	14,7 mm	2,517	17,2	8,4 ; 21,0	-	-	-
Länge (L)	3	30,7 mm	1,528	5,0	26,8 ; 34,5	-	-	-
Breite (b)	3	28,3 mm	1,527	5,4	24,5 ; 32,2	-	-	-
I-IV Länge (M)	4	19,8 mm	1,258	6,4	17,7 ; 21,8	-	-	-
I-IV Breite (m)	4	28 mm	1,633	5,8	25,4 ; 30,6	-	-	-
(II-IV) Winkel	4	24 °	3,367	14,0	18,6 ; 29,4	-	-	-
(I -IV) Winkel	4	29,8 °	4,646	15,6	22,3 ; 37,2	-	-	-
(I -V) Winkel	3	81,3 °	10,97	13,5	51,1 ; 108,6	-	-	-
Kreuzachse (q)	3	70 °	5,00	7,1	57,5 ; 82,5	-	-	-
Doppelschritt	2	529 mm	-	-	-	-	-	-
Abstand Hand-Fuß	2	58 mm	-	-	-	-	-	-

Tabelle 9: Parameter der Häufigkeitsverteilungen bei *Brachychirotherium hessei* (SOERGEL 1925).

Kleine Handfläche, Finger III kaum langer als der II. Länge fast so groß wie die Breite. Hand liegt vor dem Fuß und die zwei Achsen sind parallel.

Fährte eng, Schrittwinkel um 145°.

Beschreibung und Diskussion

Diese Fahrten gehören in die Umgebung des *Br. parvum* (HITCHCOCK 1889). Hier sind die Reliefs schwach, aber wohl abgebildet. Die maximale Stütze ist unter den distalen Enden der Fußzehen, aber unter der ganzen Fläche der Finger (Abb. 6A, Taf. 9, Fig. 1).

Kleine gerade Krallen an den Fußzehen. Bei V. ist das Metatarsalpolster nicht klar zu unterscheiden.

Das Verhältnis Fuß/Handfläche betragt fast 3/10 und der Abstand Fuß/Hand 65 mm.

In der Tabelle 9 befinden sich die Parameter der charakteristischen Häufigkeiten. Die Variabilitaten bleiben unter 9%, ausgenommen die Winkel I–IV, II–IV. Die Intervalle der Vertrauensgrenzen fur den Mittelwert sind eng, daher sind die verschiedenen Mittelwerte wohl definiert.

Wir ziehen die Verhältnisse zwischen paarweisen Merkmalen heran, um eventuelle Vergleiche zu begründen. Die besten Verhältnisse ergeben sich dort, wo die Variabilität die kleinste ist. Die Tabelle 8 zeigt, daß es zwischen *Br. hessei* und *Br. paeneparvum* Differenzen in der Kreuzachse und in den signifikanten Verhaltnissen V/III, L/l und I/V gibt. Es ist anzumerken, daß diese Verhältnisse die V. Zehe enthalten. Diese ist oft innerhalb derselben Art von der Gangart abhangig, und ihre Lange ist somit nicht immer bedeutsam. Aber im vorliegenden Fall sind die Formen der V. Zehe bei beiden Arten ganz verschieden und die Signifikanz der Unterschiede ist gewährleistet.

Die Fährte der Abb. 6B ist eng und es fehlt ein Schritt. Die Gangart war vermutlich schnell. Das Verhältnis Doppelschritt/Fußlänge ist etwa 8,4, ein großer Wert für diese Gattung. Füße und Hände sind der Mittellinie parallel.

Die Mittelwerte der Merkmale beim Fuß sind: Schritt 267 mm, Doppelschritt 529 mm, Schrittwinkel 150°, totale Gangbreite 100 mm; die entsprechenden Werte bei der Hand: 275 mm, 530 mm, 155°, 90 mm.

Wegen der Ähnlichkeit der Formen und der Größenverhältnisse ist diese Fährte in Synonymie mit der Art *Br. hessei* (SOERGEL 1925, S. 15, Abb. 12) zu bringen.

Versuch einer paläontologischen Deutung

Da das Tier wahrscheinlich in schneller Bewegung begriffen war, muß die Rumpflänge nach der BAIRD-Methode berechnet werden. Es ergeben sich 31–33 cm. Der Schrittwinkel ist unter

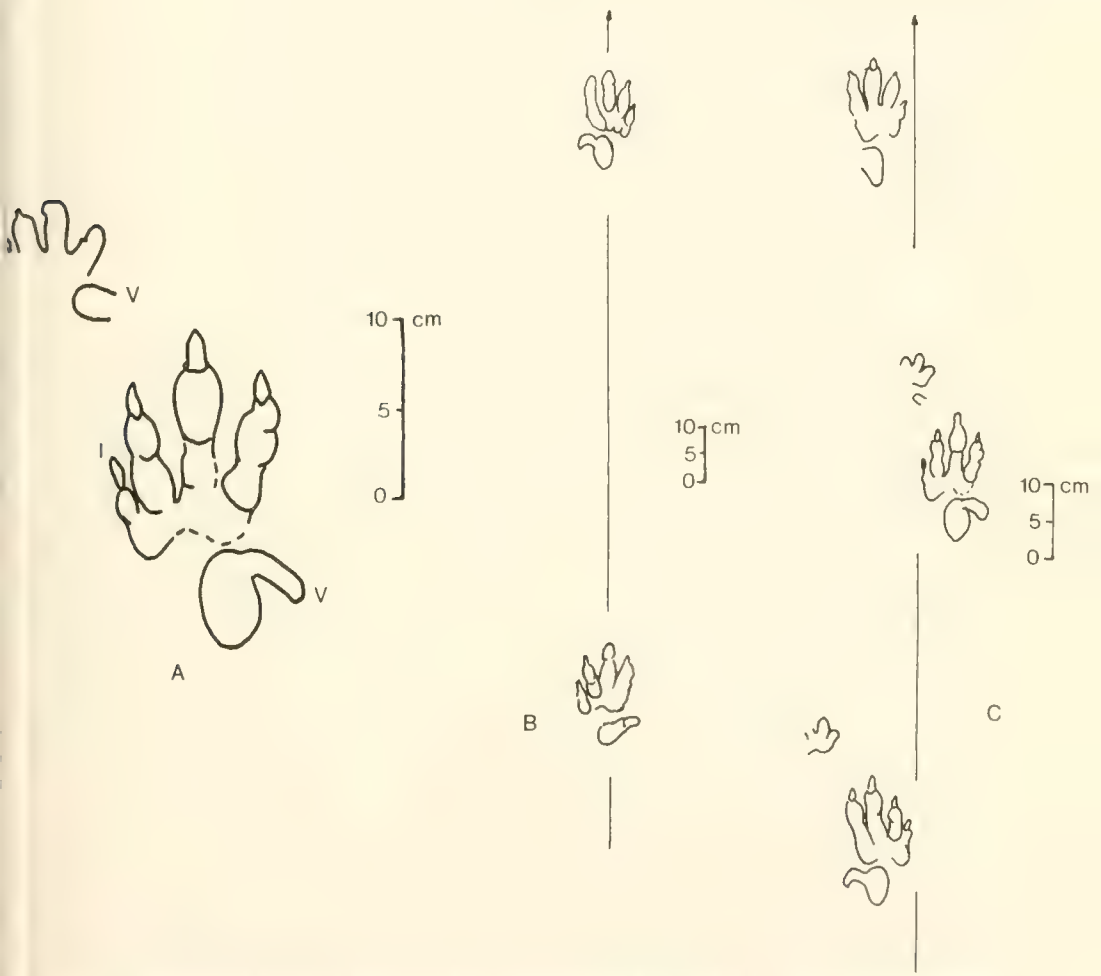


Abb. 7: *Chirotherium barthii* KAUP 1835, Rot, Dobersgrund, BSP 1972 V 4. – A. rechte Einzelfährte. B. Fährte Nr. 6, bipede Fortbewegung. C. Fährte Nr. 7, quadrupede Fortbewegung.

MERKMALE	ZAHL	MITTELWERT	STREUUNG	VARIABILITÄT (%)	VERTRAUENSGRENZEN DES MITTELWERTES	CRAMERSTEST ASYMMETRIE	TESTVARIABLE	WAHRSCHEINLICHKEIT
Füße								
I	5	64,6 mm	2,1909	3,4	61,8 ; 67,4	0,846	0,93	35
II	5	94,8 mm	7,1554	7,5	85,9 ; 103,7	0,132	0,14	88
III	5	112,4 mm	6,8411	6,1	103 ; 121	- 0,844	0,93	35
IV	5	101,0 mm	4,1231	4,1	95 ; 107	1,71	1,88	6
V	5	63,2 mm	4,6583	7,4	57,4 ; 69	- 0,433	0,47	64
Länge (L)	5	177,8 mm	7,6942	4,3	168 ; 188	1,17	1,28	20
Breite (b)	5	101,0 mm	12,410	12,3	85,5 ; 117	1,10	1,21	23
I–IV Länge (M)	5	124,6 mm	11,437	9,2	110 ; 139	0,114	0,13	90
I–IV Breite (m)	5	97,6 mm	10,526	10,1	84,5 ; 111	0,670	0,73	47
(II–IV) Winkel	5	19,8 °	6,0166	30,4	12,3 ; 27,3	1,70	1,86	6
(I –IV) Winkel	5	28,8 °	12,853	44,6	12,8 ; 44,8	1,55	1,69	9
(I –V) Winkel	5	67,6 °	9,6332	14,3	55,6 ; 79,6	0,003	0,003	99,99
Kreuzachse (q)	5	82,6 °	2,9665	3,6	78,9 ; 86,3	0,839	0,92	36
Verhältnisse								
III/I	5	1,74	0,1038	6,0	1,61 ; 1,87	- 0,366	0,40	69
III/II	5	1,19	0,02626	2,2	1,15 ; 1,22	- 1,62	1,77	8
IV /I	5	1,56	0,02639	1,7	1,53 ; 1,60	- 0,558	0,61	54
IV /II	5	1,07	0,05261	4,9	1,00 ; 1,14	1,26	1,38	17
IV /III	5	0,90	0,04189	4,7	0,84 ; 0,96	0,294	0,32	75
V /III	5	0,56	0,06192	11,0	0,48 ; 0,65	- 0,240	0,26	80
L/b	5	1,78	0,1686	9,5	1,56 ; 1,99	0,163	0,18	86
L/M	5	1,43	0,07894	5,5	1,33 ; 1,54	0,821	0,90	37
m/II	5	1,03	0,07080	6,9	0,94 ; 1,12	- 0,289	0,32	75
b/III	5	0,90	0,07635	8,5	0,80 ; 1,00	0,215	0,24	81

Tabelle 10: Parameter der Häufigkeitsverteilungen bei *Chirotherium barthii* KAUP 1835.

diesen Umstanden relativ groß mit 60° für die Hintergliedmaßen und 70° für die vorderen. Die Lange der ersteren kann 34–37 cm, der letzteren 26–29 cm betragen haben. Die Gesamtlänge des Tieres dürfte 100–140 cm sein. Es handelt sich um einen gut schreitenden, kleinen Archosaurier.

Gattung *Chirotherium* KAUP 1835

Chirotherium barthii KAUP 1835
Abb. 7, Taf. 5, 7, 8, Fig. 1

Auf der Platte BSP 1972 V 4 (Tafel 1) sind zwei Fährten dieser Art zu sehen (Fährte Nr. 6, Abb. 7B und Fahrte Nr. 7, Abb. 7C). Beide Fahrten konnten von zwei Tieren oder von demselben Tier erzeugt worden sein, da die entsprechenden Autopoden fast gleich sind. Die charakteristischen Meßwerte weichen so wenig voneinander ab, daß sie in einer einzigen Statistik (Tabelle 10) vereinigt werden konnten.

Diese Art ist die beruhmteste. Man hat sie in Deutschland, England, Frankreich und Amerika gefunden. Sie kommt von der mittleren Untertrias bis in die mittlere Mitteltrias vor.

Ihre hervorragenden Merkmale sind:

- Die Längen der vier ersten Zehen verhalten sich: III > IV > II > I.
- Die V. Zehe ist kurz und nach hinten außen gekrümmt.
- Kräftige Krallen an den Zehen I–IV.

  Die digitometatarsale Polsterlinie ist stark gekrümmt.
- Die Zehenpolster II, III und IV sind dick und breit.

  Die Hand ist kleiner als der Fuß, ca. 3/10. Ihr III. Finger ist der längste.
- Die Fährte ist schnürend.

Beide Fährtenabfolgen unterscheiden sich erheblich voneinander. Die Fährte Nr. 6 auf Abb. 6B ist die eines bipeden Tieres in schneller Gangart. Der Schritt mißt 105 cm, das höchste bisher bekannte Maß. Es muß sich also um ein Tier mit sehr langen Beinen gehandelt haben. Seine Bewegung scheint kein Laufschritt gewesen zu sein, sondern eher ein schnelles Schreiten, da die

Füße flach den Boden berühren. Alle Zehen sind sichtbar, ebenso wie bei Fährte Nr. 7, und die Eindrücke sind gleichmäßig.

Die Fährte Nr. 7 ist vor Nr. 6 in einem feuchteren Boden entstanden, da die Reliefs höher bzw. die Eindrücke tiefer und die Umrisse undeutlicher sind. Diese Fährte hat einen Schritt von 485 mm, Doppelschritt 960 mm und einen Schrittwinkel von 170°.

Die Rumpflänge ist für die Fährte Nr. 6 nach der Baird-Methode, für die Fährte Nr. 7 nach der Soergel-Methode zu errechnen. Bei der bipeden Gangart der Fährte Nr. 6 ist außerdem zu berücksichtigen, daß das Tier mit den Füßen die Eindrücke der Hände ausgelöscht haben könnte. Unter diesen Bedingungen ergeben sich für beide Fährten Rumpflängen von 85–100 cm. Der Schrittwinkel der Fährte Nr. 6 betragt 70°, derjenige der Fährte Nr. 7 30°. Für die Hintergliedmaßen erhalten wir eine Länge von 110–130 cm, für die Vordergliedmaßen 70–90 cm. Der ganze Fuß einschließlich Tarsus könnte 25–30 cm lang sein.

Versuch einer paläontologischen Deutung

Soergel (1925) hatte den Fährtenerzeuger zu den Pseudosuchiern gestellt. Einige Merkmale der Fährten sprechen dafür, daß das Tier möglicherweise kein Pseudosuchier sensu Krebs (1976) war. Der sehr große Doppelschritt (≈ 200 cm), der höhere Wert der Kreuzachse (≈ 83°, bei den Pseudosuchiern 50–70°), die wenig reduzierte Zehe I, die Enge des proximalen Metatarsus, die stark gekrümmte Linie der Metatarsalpolster, alle diese Charakteristika sind den Pseudosuchiern nicht zu eigen. Es ist dagegen eher möglich, daß das Tier ein Vorfahr der Coelurosaurier war (Demathieu & Haubold 1978).

Schlußbetrachtung

Fährtenplatten aus dem tiefen Rot (Oberer Buntsandstein) vom Dobersgrund bei Kronach (Nordost-Bayern) enthalten zwei Populationen:

- Eine häufige Population, die viele Kleinfährten der Gattungen *Rhynchosauroides* und *Rotodactylus* enthält.
- Eine Population, deren Erzeuger größer sind, und zwar zwei von Mittelgröße (*Brachychirotherium hessei, Synaptichnium* sp.), etwas großer *Brachychirotherium paeneparvum* und ein sehr großes Tier *(Chirotherium barthii).*

Möglicherweise hat der Erzeuger des *Chirotherium barthii* auf der untersuchten Platte als erster die Fährte Nr. 6 gesetzt. Als zweiter ist das *Brachychirotherium paeneparvum* (Fährte Nr. 4) gegangen, dann wieder *Chirotherium barthii* (Fährte Nr. 7, Rückkehr ?) und schließlich das *Brachychirotherium hessei.* Die Kleinreptilien haben die trocken gefallene Fläche ständig begangen.

Beide Fährten des *Ch. barthii* bilden einen Winkel von 20° bzw. 340° in der Gegenrichtung. Das *Br. paeneparvum* bildet mit dem *Ch. barthii* einen Winkel von 80° bzw. 100°. Eine große Anzahl der Kleinfährten läuft subparallel zum *Ch. barthii,* aber viele nehmen ganz andere Richtungen. Daraus lassen sich allenfalls unterschiedliche Motivierungen der verschiedenen Arten ablesen.

Die Rhynchosauroiden-Fährten sind vom Mittleren Buntsandstein (Hessischer Chirotheriensandstein) bis in den Mittleren Keuper bekannt. *Rotodactylus* hat Vertreter von der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins bis in den Mittleren Muschelkalk. Die Größe nimmt dabei zu.

Die Gattung *Brachychirotherium* fängt in der Solling-Folge mit kleineren Formen an; große sind zwar vorhanden, aber selten. Beispielsweise enthält eine Platte in der erdgeschichtlichen

Schausammlung des Naturmuseums Coburg ein noch nicht beschriebenes *Brachychirotherium*, ähnlich dem *Br. hessei*, von Heßberg bei Hildburghausen.

Das *Chirotherium barthi* ist ab der Solling-Folge wohlbekannt und bis in den Mittleren Muschelkalk verbreitet. Es kommt in Deutschland, England, Frankreich und in USA (Moenkopi-Formation) vor.

Wahrscheinlich ist in der Ichnofauna vom Dobersgrund nicht die vollständige Wirbeltier-Biozonose vertreten, weil der betrachtete Flächenausschnitt zu klein ist. Trotzdem können einige weiterreichende Folgerungen gezogen werden.

- Die große Menge der Kleintierfahrten belegt, daß sich die Plattenausschnitte in der Nähe der ehemaligen Grenze der Fahrtenflächen befanden, z. B. am Ufer eines Gewässers oder am Rand der Vegetationszone.
- Die Gattung *Brachychirotherium* ist hier reichhaltiger vertreten als in anderen Vorkommen. Die Art *Br. paeneparvum* ist ganz neu für den Buntsandstein und mit dem *Br. circaparvum* aus der Mitteltrias zu vergleichen.
- *Chirotherium barthi* ist durch wunderbare Fahrten vertreten, die die großen Bewegungsmöglichkeiten dieses Tieres beweisen.
- Die Gattung *Synaptichnium* wird zum ersten Mal aus dem deutschen Buntsandstein beschrieben. Diese Gattung hat offenbar die größte zeitliche Verbreitung, da sie noch in den Red Beds der Stormberg-Gruppe in Südafrika vorkommt (Ellenberger 1972).
- Ökologische Schlußfolgerungen sind schwer zu ziehen. Möglicherweise waren die Kleinreptilien Beute für die Fleischfresser, z. B. für *Chirotherium barthi*. Aber im vorliegenden Material fehlen, wie in anderen Vorkommen im Buntsandstein, große, pflanzenfressende Reptilien völlig, die z. B. in der Mitteltrias Frankreichs sehr häufig sind.
- Die Gattungsverteilung ist im Buntsandstein anders als in der Mitteltrias. Das kann eine Kenntnislücke sein, oder aber es liegen, wie wir glauben, verschiedene Reptilienbevölkerungen vor. Im Buntsandstein sind *Rotodactylus*, *Rhynchosauroides* und *Chirotherium barthi* häufig, dagegen *Brachychirotherium* und *Isochirotherium* selten. In der Mitteltrias dagegen sind *Brachychirotherium* und *Isochirotherium* häufig bis sehr häufig, *Rotodactylus* und *Rhynchosauroides* relativ selten und *Chirotherium barthii* sehr selten.

  Die Ichnofauna vom Dobersgrund liegt in ihrer Zusammensetzung, vorausgesetzt die Stichprobe ist signifikant, zwischen den für Buntsandstein und für die Mitteltrias charakteristischen Faunen. Allerdings tendiert sie mehr zum Buntsandstein.

Schriftenverzeichnis

Abel, D. (1935): Vorzeitliche Lebensspuren. – 644 S., 530 Abb.; Jena (G. Fischer).

Baird, D. (1957): Triassic reptile footprint faunules from Milford. – Bull. Mus. Comparative Zoology, **117** (5): 449–520, 10 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; New Jersey.

Bonaparte, J. F. (1975): Nuevos materiales de *Lagosuchus talampayenis* Romer (Thecodontia-Pseudosuchia) y su significado en el origen de Los Saurishia, triasico medio de Argentina. – Acta Geologica Lilloana, **13** (1): 5–90, 19 Abb.; Tucuman.

Demathieu, G. (1966): *Rhynchosauroïdes petri* et *Sphingopus ferox*. Nouvelles empreintes des grès triasiques de la bordure N-E. du Massif Central. – C. R. séan. Acad. Sc., sér. D, **263:** 483–486; Paris.

Demathieu, G. (1970): Les empreintes de pas de vertébrés du Trias de la bordure N-E. du Massif Central. – Cahiers de Pal., C.N.R.S., 211 S., 76 Abb., 83 Tab., 8 Taf.; Paris.

Demathieu, G. (1970): Contribution de l'Ichnologie à la connaissance de l'évolution des Reptiles pendant la période triasique. – C. R. somm. S.G.F., **4:** 122–123; Paris.

Demathieu, G. (1971): Cinq nouvelles espèces d'empreintes de Reptiles du Trias de la bordure N-E. du Massif Central. – C. R. séan. Acad. Sc., sér. D, **272:** 812–814; Paris.

DEMATHIEU, G. & HAUBOLD, H. (1972): Stratigraphische Aussagen der Tetrapoden-Fährten aus der Terrestrischen Trias Europas. – Geologie, **21** (7): 802–836, 8 Abb., 7 Tab.; Berlin.

DEMATHIEU, G. & HAUBOLD, H. (1978): Du probleme de l'origine des Dinosauriens d'apres les donnees de l'Ichnologie du Trias. – Géobios, **11** (3): 409–412; Lyon.

DEMATHIEU, G., RAMOS, A. & SOPENA, A. (1978): Fauna icnologica del Triasico del extremo noroccidental de la Cordillera Iberica (Prov. de la Guadalagara). – Estudios Geologicos, **34:** 175–186, 9 Abb., 2 Taf., 5 Tab.; Madrid.

ELLENBERGER, P. (1972): Contribution à la classification des pistes de Vertébrés du Trias: Les types du Stormberg d'Afrique du Sud (I). – Palaeovartebrata, mém. extr., 107 S., 143 Abb., 18 Taf.; Montpellier.

FRANZIN, W. (1939): Abdrucke in den hellen Pseudomorphosenschichten des Oberen Buntsandsteins im nordoberfränkischen Gebiet. – Zentralbl. f. Min. etc., **1939,** B, 298–302; Stuttgart.

HAUBOLD, H. (1966): Therapsiden- und Rhynchocephalen-Fährten aus dem Buntsandstein Südthüringens. – Hercynia, **3** (2): 147–183, 16 Abb., 6 Tab.; Leipzig.

HAUBOLD, H. (1967): Eine Pseudosuchier-Fährtenfauna aus dem Buntsandstein Südthüringens. - Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **8** (1966): 12–48; Leipzig.

HAUBOLD, H. (1970): Ichnia Amphibiorum et Reptiliorum fossilium. – Handbuch der Palaoherpetologie, Teil 18, 124 S., 65 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (G. Fischer).

HAUBOLD, H. (1971): Die Tetrapodenfährten des Buntsandsteins in der Deutschen Demokratischen Republik und in Westdeutschland und ihre Äquivalente in der gesamten Trias. – Pal. Abh., Abt. A, **IV,** H. (3): 395–548, 34 Abb., 29 Tab., 35 Taf.; Berlin.

HEIM, F. (1933): Gliederung und Faziesentwicklung des Oberen Buntsandsteins im nordlichen Obertranken. – Abh. Geol. Landesuntersuchung Bay. Oberbergamt, **11:** 37–45; München.

HITCHCOCK, C. H. (1889): Recent progress in ichnology. – Boston Soc. Nat. Hist. Proc., **24:** 117–127; Boston.

KAUP, J. J. (1835): Mitteilung über Tierfährten von Hildburghausen. – N. Jb. Min., Geogn., Geol., Petrefaktenkd.: 327–328; Stuttgart.

LEITZ, F. (1976): Lithostratigraphie des Zechsteins und Buntsandsteins bei Coburg-Kronach (Nordost-Bayern). – Diss. z. Erlangung des Doktorgrades, Universität Bochum, 185 S., 10 Tab., 25 Abb., 3 Taf.; Bochum.

LEITZ, F. (1976): Über *Chirotherium*-Platten in der Erdgeschichtlichen Sammlung des Naturmuseums Coburg. – Jb. Cob. Ld. Stiftung, **1976:** 149–156, 2 Abb., 1 Taf.; Coburg.

LEITZ, F. (1976): Zur Lithostratigraphie des Buntsandsteins bei Coburg-Kronach (Obertranken). – Geol. Bl. NO-Bayern, **26:** 212–221; Erlangen.

LILIENSTERN, H. RÜHLE von (1939): Fährten und Spuren im Chirotherien-Sandstein von Südthüringen. – Fortschr. Geol. Paläont., **XII** (40): 238–368, 28 Abb., 12 Tab.; Berlin.

MAIDWELL, F. T. (1911): Notes on Footprints from the Keuper of Runcorn Hill. – Proc. Liverpool geol. Soc., **11** (2): 140–152; Liverpool.

NOPCSA, F. v. (1923): Die Familien der Reptilien. – Fortschr. Geol. Pal., **2:** 1–210, 6 Tab.; Berlin.

NOPCSA, F. v. (1930): Notizen über *Macrocnemus bassanii* n. g. und sp. – Centralbl. Min., Geol., Paläont., B, S. 252–255, 1 Abb.; Stuttgart.

PEABODY, F. E. (1948): Reptile and Amphibian trackways from the Lower Triassic Moenkopi formation of Arizona and Utah. – Univ. Cal. Publ. Bull. dep. geol. Sc., **27** (8): 295–468, Taf. 23–45, 40 Abb.; Berkely and Los Angeles.

REINECK, H.-E. & SINGH, J. B. (1973): Depositional sedimentary environments (with reference to terrigenous clastics). – 439 pp., Berlin-New York (Springer Verlag).

ROMER, A. S. (1956): Ostelogy of the reptiles. – The Univ. Chicago Press, 772 S., 248 Abb.; Chicago.

ROMER, A. S. (1971): The Chanares (Argentina) Triassic reptile fauna. X. Two new but incompletely known long-limbed pseudosuchians. – Breviora, Mus. Comp. Zool., **378,** 10 S.; Cambridge, Mass.

ROMER, A. S. (1972): The Chanares (Argentina) Triassic reptile fauna. XV. Further remains of the Thecodonts *Lagerpeton* and *Lagosuchus.* – Breviora, Mus. Comp. Zool., **394,** 7 S.; Cambridge, Mass.

SCHREIBER, S. (1956): Faziesverhältnisse des Buntsandsteins und Keupers bei Kronach. – Erlanger geol. Abh., **22:** 72 S., 2 Taf.; Erlangen.

SOERGEL, W. (1925): Die Fährten der Chirotheria. – Eine paläbiologische Studie. – 92 S., 62 Abb.; Jena (G. Fischer).

VAN DER WAERDEN, B. L. (1967): Statistique mathématique. – 371 S., 39 Abb., 13 Tab.; Paris (Dunod).

Tafelerläuterungen

Tafel 5

Fährtenplatte aus dem Rot (Oberer Buntsandstein), Dobersgrund bei Kronach (Oberfranken). Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, BSP 1972 V 4, aus Sammlung Christian Seiler, Nürnberg. Ausgestellt im Treppenhaus der Staatssammlung, München, Richard-Wagner-Straße 10.

Tafel 6

Fig. 1: *Rhynchosauroides bavaricus* n. sp., in der Mitte von rechts nach links, vermischt mit Eindrücken von *Rotodactylus kronachensis* n. sp., BSP 1972 V 4.

Fig. 2: *Rotodactylus kronachensis* n. sp., drei Fußeindrücke von rechts nach links. Neben dem zweiten Eindruck liegt rechts ein Paar Hand/Fuß von *Brachychirotherium paeneparvum* n. sp., BSP 1972 V 4.

Tafel 7

Mittlerer Ausschnitt aus der Platte BSP 1972 V 4 mit folgenden Fährten:
Ein Schritt von *Chirotherium barthii* KAUP diagonal von rechts oben nach links unten,
sechs Schritte von *Brachychirotherium paeneparvum* n. sp. von rechts unten nach links oben,
drei Schritte von *Brachychirotherium hessei* (SOERGEL) von links oben nach rechts oben und
Rotodactyliden- und Rhynchosauroiden-Fährten.

Tafel 8

Fig. 1: *Chirotherium barthii* KAUP, Fuß- und Handeindruck, BSP 1972 V 4.

Fig. 2: *Synaptichnium* sp., Eindrücke von Fuß und Hand (von links nach rechts), BSP 1972 V 4.

Tafel 9

Fig. 1: *Brachychirotherium hessei* (SOERGEL), Eindrücke von Fuß und Hand (von links nach rechts). Beachte die distalen Zehenpolster der Zehen II, III und IV. BSP 1972 V 4.

Fig. 2: *Brachychirotherium paeneparvum* n. sp., Fußeindruck, die vier Polster des 4. Zehs und die digitometatarsalen Polster sind deutlich zu erkennen. BSP 1972 V 4.

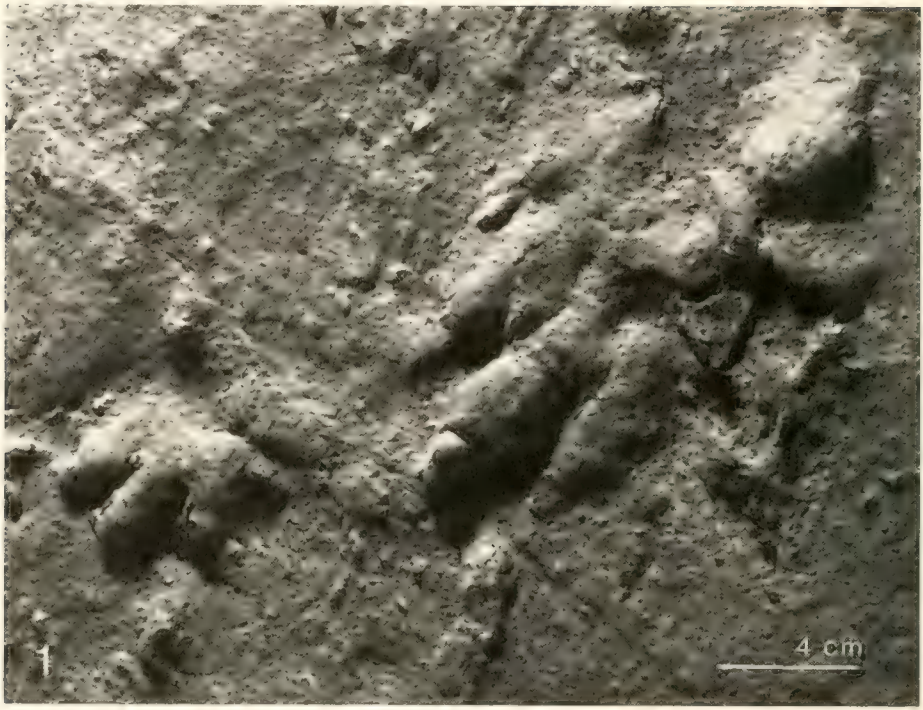
Phot. F. Höck, München.

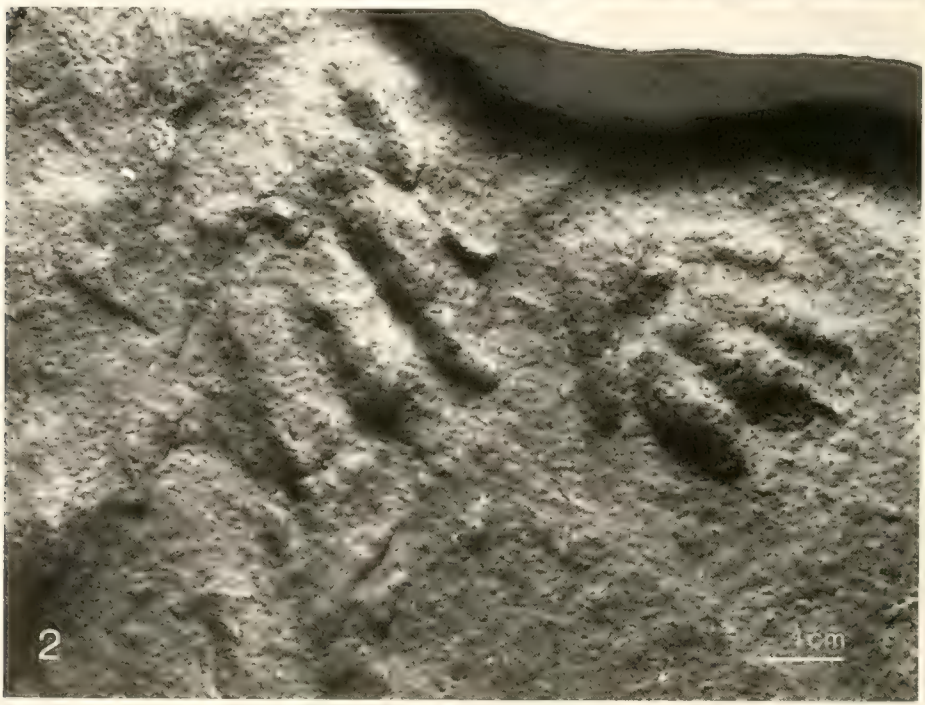
20 cm

3 cm
1

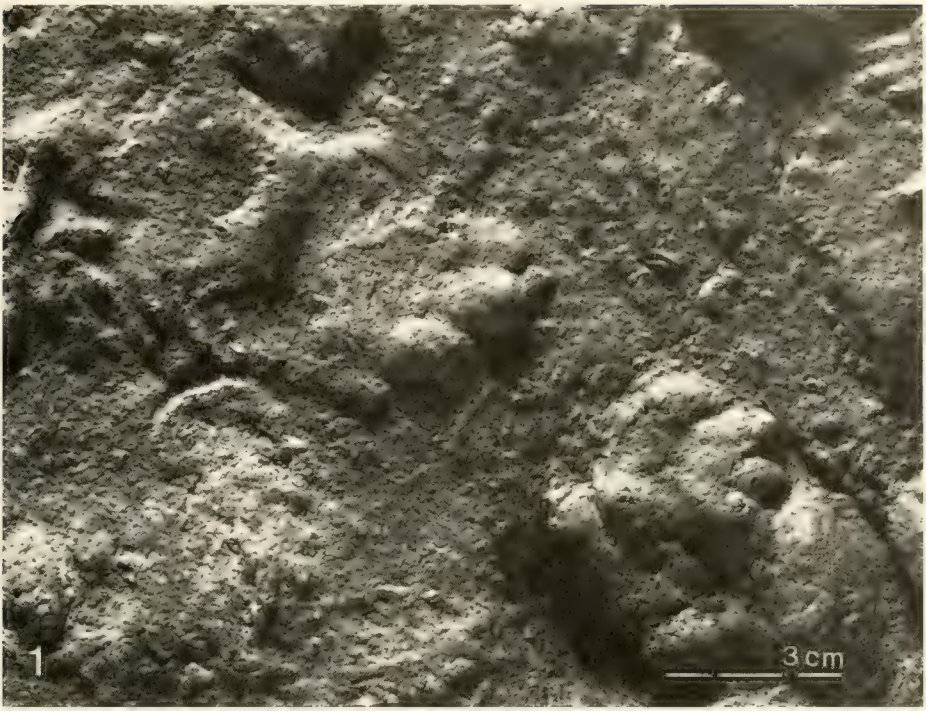
5 cm
2

5 cm





DEMATHIEU, G. & F. LEITZ: Wirbeltier-Fährten aus dem Röt. **Tafel 8**


1
3 cm

2
3 cm

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	22	91–96	München, 31. 12. 1982

Ein Edentate aus dem Oligozän Süddeutschlands

Von Kurt Heissig*)

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung

Der Fund eines Unterkiefers eines kleinen Epoicotheriiden aus der unteroligozänen Spaltenfüllung „Grafenmühle 6" bei Pappenheim wird beschrieben und in erster Näherung zu *Epoicotherium*, einer nordamerikanischen Gattung, gestellt. Seine palaeogeographische Bedeutung wird diskutiert.

Abstract

A mandible of a small Epoicotheriid, found in the Lower Oligocene fissure filling "Grafenmühle 6" near Pappenheim, is described. It is provisionally assigned to the North American genus *Epoicotherium*. The paleogeographical implications are discussed.

Einleitung

Epoicotheriidae sind auch in Nordamerika äußerst selten. Von den 9 beschriebenen Arten, die sich auf den Zeitraum vom oberen Paläozän bis zum mittleren Oligozän verteilen, sind nach einer Zusammenstellung von Rose (1978, S. 658) kaum mehr als 15 Stücke bekannt, worunter sich allerdings einige Teilskelette befinden. So ist dieser überraschende Fund, nach dem eines Myrmecophagiden im Mitteleozän von Messel, nur ein weiterer Beleg dafür, daß unsere Kenntnis von der Verbreitung der selteneren Säugetiergruppen noch sehr lückenhaft ist.

Der Fund stammt aus dem Steinbruch der Fa. Balz – der für ihr Entgegenkommen bei den umfangreichen Materialbergungen gedankt sei – an der Grafenmühle bei Pappenheim, der schon seit dem letzten Jahrhundert immer wieder fossilführende Spaltenfüllungen aufgeschlossen hat. Das Spaltensystem, das als „Grafenmühle 6" bezeichnet wird, befindet sich seit 1978 im Abbau. Es steht in Kontakt mit mehreren benachbarten Spaltensystemen verschiedenen Alters. Der größte Teil der sehr wechselhaften Spaltensedimente enthielt regellos vermengt Faunenelemente aus mindestens zwei deutlich altersverschiedenen Oligozänstufen, einem tieferen Unteroligozän, etwa der Stufe von Montmartre und einem höheren Unteroligozän, etwa der Stufe von Ronzon entsprechend. Nur wenige Stellen enthielten allein die jüngere Fauna. Insgesamt wurden etwa 8 to Schlämmaterial verarbeitet. Die daraus gewonnenen Fossilien werden in der

*) Priv. Doz. Dr. K. Heißig, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München unter der Inventar-Nr. 1978 XXIII aufbewahrt.

Das Fundstuck stammt aus einer Lehmpartie mit gemischter Fauna. Da die älteren Anteile vorwiegend Großsäugetiere enthalten, wird das Stück als Element der jungeren Fauna betrachtet.

Beschreibung

Das vorliegende Stuck ist ein Corpus mandibulae, dessen Angularregion ebenso fehlt wie die Symphysenregion. Vom Ramus ist nur ein Teil des Vorderrandes erhalten. Das Corpus ist noch vor dem Foramen mandibulare abgebrochen. Vorn bildet die Alveole des Canins die Bruchstelle.

Vom Gebiß (Abb. 1) sind nur mehr die Alveolen erhalten. Sie belegen 5 postcanine Zähne (PC) mit drehrunden Wurzeln, die beim vordersten und letzten geringeren Durchmesser haben als bei den drei mittleren, die unter sich etwa gleich sind. Die beiden vorderen Alveolen, vor allem die erste, sind nach vorn geneigt. Der Abstand zwischen der Canin-Alveole und dem vordersten Postcanin ist mittelgroß. Nach dem ersten PC folgt ein deutliches Diastema. Die beiden darauffolgenden sind die einzigen Alveolen, die luckenlos aneinanderstoßen. Es ist also nicht ausgeschlossen, daß hier ein zweiwurzeliger Zahn saß, doch fehlt dafur jeder positive Hinweis. Dahinter werden die Abstande wieder großer; der zwischen dem vorletzten und letzten PC ist so groß wie das Diastema zwischen dem ersten und zweiten.

Die Caninalveole zeigt einen sehr kraftigen, gekrummten Canin, der bei seinem Austritt aus dem Kiefer noch stark nach vorn geneigt ist. Die dicke Wurzel reicht nach hinten bis unter die Alveole des zweiten PC. Ihre Krümmung scheint leicht nach labial zu biegen, so daß der Canin wohl seitlich hervorgetreten ist.

Das Corpus mandibulae hat einen geraden Unterrand und nimmt nach vorn leicht an Höhe zu. Die nicht abgebildete Labialseite zeigt, daß eine schwache Massetergrube erst weit hinter dem Vorderrand des Ramus beginnt. Das Foramen mentale liegt tief unter dem Vorderrand des PC_2. Die Wurzel des Canins zeichnet sich wegen ihrer Starke auf der Labialseite als deutlicher Wulst ab, der nach oben starker wird. Zwischen diesem Wulst und der ubrigen Labialfläche be-

Abb. 1: *Epoicotherium* sp., linker Unterkiefer, C – PC_5 Alv., Unteroligozän, „Grafenmühle 6" bei Pappenheim, Inv.-Nr. 1978 XXIII 1, vergrößert 4:1; oben: okklusal, unten: lingual.

findet sich lateral unterhalb des vordersten PC eine distinkte Mulde, die unten durch eine Leiste begrenzt wird. In diese Mulde dürfte, wie bei *Pentapassalus*, der obere Canin eingegriffen haben.

Die Lingualseite des Kiefers (Abb. 2) zeigt als auffallendes Merkmal eine dünne, stark nach medial vorspringende Platte, etwas hinter der letzten Alveole. Sie fällt, wie die Ebene der Alveolarränder vom PC_3 an, stark nach medial ab und liegt daher etwa auf halber Höhe des Kiefers. Ihr medialer Rand ist beschädigt, doch läßt sich noch erkennen, daß ihre Oberfläche medial aufgerauht war.

Unter dieser Platte schneidet sich eine sehr scharfe und markante Rinne ein. Diese spaltet sich unter der Platte nach vorn in eine sehr feine obere Linie, die bereits neben der Alveole des PC_5 endet, und eine lange untere Rinne, die nach vorn breiter und tiefer wird und bis zur Bruchstelle der Caninalveole reicht. Etwas oberhalb des Hinterendes der Caninwurzel und unterhalb des PC_2 liegt in dieser Rinne ein kleines Foramen, wie es auch von anderen Formen bekannt ist. Nach hinten verbreitert und verflacht sich die Rinne rasch und endet mit ihrer Oberkante, in die der Hinterrand der Platte ausläuft, etwa unter der Mitte des Ramus-Vorderrandes. Die Unterkante der Rinne zieht vom Hinterrand bis zum Vorderrand des erhaltenen Kieferstückes als eine nahezu gerade, leicht nach vorn ansteigende Leiste durch, die sich nach hinten verstärkt. Zwischen ihr und dem Unterrand des Corpus ist die Lingualfläche leicht ausgehöhlt. Möglicherweise setzte hier der M. digastricus an.

Systematische und phylogenetische Stellung

Die stark entwickelte linguale Platte und die einwurzeligen, stiftförmigen Zähne im postcaninen Bereich kennzeichnen das Fundstück als Rest eines Palaeanodonten. Zur Stellung dieser Gruppe im System – hier wird sie als Unterordnung der Edentata i. w. S. betrachtet – kann das Stück keine neuen Argumente liefern.

Innerhalb der Palaeanodonta kann die vorliegende Form wegen ihrer geringen Größe und vor allem wegen der relativ hohen Zahl von postcaninen Zähnen nicht zur Familie der Metacheiromyidae gestellt werden. Beide Merkmale verweisen sie zur Familie der Epoicotheriidae, mit denen sich auch der übrige Habitus gut vereinbaren läßt.

Unter den 9 beschriebenen Arten der Epoicotheriidae gehört der größere Teil dem tieferen Alttertiär an. Unter diesen sind die palaeozänen und untereozänen Arten nicht nur größer und haben eine weniger reduzierte Zahnformel, sie enthalten mindestens einen, meist sogar mehrere Zähne im postcaninen Bereich, die entweder zweiwurzelig sind oder eine langgestreckte, seitlich gekerbte Wurzel haben.

Im Mitteleozän tritt erstmals mit *Tetrapassalus mckennai* Simpson 1950 eine Art auf, die der vorliegenden in Größe und Bewurzelungstyp ähnlich ist. Sie unterscheidet sich in der auffallend geringen Zahl von nur 4 unteren Postcaninen und der sehr schwach entwickelten lingualen Platte des Unterkiefers. Ein von Rose (1978, S. 671) zu *Tetrapassalus* gestellter Oberkiefer aus dem tiefen Obereozän zeigt allerdings 4 obere Postcaninen, was in Analogie zu den Verhältnissen anderer Epoicotheriidae auf eine Zahl von 5 unteren PC schließen läßt.

Im Obereozän herrscht im übrigen eine Fundlücke. Erst im Unteroligozän ist mit einem einzigen Fundstück, einem Oberschädel, *Epoicotherium unicum* (Douglass 1905) bekannt, dessen 5 obere PC auf eine Mandibel mit 6 PC hinweisen. In der Größe entspricht die Form etwa der vorliegenden. Alle oligozänen Formen haben nur einwurzelige PC.

Noch jünger, mittel- bis oberoligozän ist schließlich *Xenocranium pileorivale* Colbert 1942, eine extrem spezialisierte Form, das erheblich größer ist und in der kurzen, plumpen Form des Unterkiefers ohne linguale Platte deutlich von der vorliegenden Form abweicht. Für diesen

Großenunterschied sind zwar in erster Linie die Kiefermaße ausschlaggebend, die Länge der Zahnreihe ist nur um etwa 35% größer, doch ist der Formunterschied hinreichend, um eine engere Beziehung auszuschließen, obwohl die Zahl der PC übereinstimmt.

Die vorliegende Form läßt sich also am besten mit *Tetrapassalus* und *Epoicotherium* vergleichen, die als Stammlinie mit leicht abnehmender Größe interpretiert werden konnen. (Tab. 1.) *Tetrapassalus* ist, zumindest in seiner Typusart, morphologisch unterschieden durch die schwach entwickelte linguale Platte und die ebenso unbestimmte Rinne darunter. Deshalb und auch wegen der hoheren Zahl von Postcaninen wird das vorliegende Stück zu der zeitlich besser entsprechenden Gattung *Epoicotherium* gestellt, obgleich von dieser ein Unterkiefer noch nicht bekannt ist.

Tabelle 1: Größenvergleich verschiedener Arten der Epoicotheriidae

Maße in mm, * nach der Abb. / Art	Höhe der Mandibel v	Höhe der Mandibel h	Länge der PC-Reihe im OK	Länge: Canin + PC-Reihe im UK	Länge der PC-Reihe im UK
Epoicotherium sp. vorl.	2,6	2,4	–	ca. 8	6,2
Ep. unicum, Holot.	–		6,2*		–
Tetrapassalus sp. OK	–		6,4		–
Tet. mckennai, Holot.	2,75		–	8,7*	6,2*
Amelotabes simpsoni Hol.	5,3		–	23,4*	19,4
Xenocranium pil. Holot.	4,6		6,4*	10,8	7,5*

Die phyletischen Beziehungen der jungeren Epoicotheriidae untereinander sind mit dem vorhandenen Material kaum zu klären. Die Zahl der postcaninen Zähne, die es verbieten würde, die oligozanen Formen von *Tetrapassalus* abzuleiten, spielt dabei moglicherweise eine geringere Rolle, als die bisherigen Unterscheidungskriterien vermuten lassen. Sie konnte sich als in einem gewissen Rahmen variabel erweisen. Die starke Entwicklung einer lingualen Platte auf einem relativ zarten Kiefer beim vorliegenden Stück bildet einen Kontrast zu der schwachen Ausbildung dieser Platte auf dem plumperen, starkeren Kiefer von *Xenocranium*. Es scheinen also im Oligozan zwei Formen nebeneinander zu bestehen, die beide auf einen Vorläufer vom Typ der Gattung *Tetrapassalus* zurückgeführt werden können.

Die palaeogeographische Bedeutung

Spatestens seit dem Fund eines Myrmecophagiden im Mitteleozän von Messel (Storch 1981) durfte klar sein, daß es absolute Isolation von Faunenbereichen immer nur für gewisse Zeiten gegeben hat, und daß deshalb phylogenetische Rückschlüsse aus der Verbreitung nur mehr in engem Rahmen gezogen werden dürfen.

Der vorliegende Fund ist nun, was seine palaeogeographischen Aussagen betrifft, keineswegs so spektakular und unerwartet. Enge Beziehungen zu Nordamerika sind wahrend der Zeit der „Grande Coupure", des holarktischen Faunenaustausches im Unteroligozän bekannt. Sie betreffen die Einwanderung zahlreicher Gruppen, oft mit sehr ahnlichen Formen in Europa und Nordamerika, die nur aus asiatischen Zentren hergeleitet werden können, von wo aber bisher nur ein geringerer Teil dieser Formen in der vorangegangenen Zeit des Obereozäns nachgewiesen werden konnte. Daß im Zuge dieser Wanderung auch einmal eine Form sicher nordamerikanischer Herkunft den Weg nach Europa gefunden hat, ist nichts besonderes.

Unerwartet ist daran nur, daß es sich ausgerechnet um eine Art handelt, die sowohl durch geringe Individuenzahl, als auch durch subterrane Lebensweise sicher nicht zu einer raschen Ausbreitung geeignet war. Da zu gleicher Zeit auch die Maulwürfe in Europa beginnen, hatte sie sich außerdem noch gegen eine sehr starke Konkurrenz durchzusetzen, der sie offenbar auch bald zum Opfer fiel.

Die besondere Situation der Fundstelle würde aber ebenso die Annahme erlauben, daß das Fundstück stratigraphisch älter ist. Es wäre dann schon vor der „Grande Coupure" als Anteil der älteren Faunenelemente fossil geworden, und würde auf eine längere Anwesenheit dieser Gruppe in Europa – seit der direkten Verbindung mit Nordamerika über den Nordatlantik – hinweisen. Dagegen spricht zwar die enge Beziehung der Form zu den oligozänen Arten Nordamerikas, doch könnte eine solche Form auch direkt aus *Tetrapassalus* im Untereozän entstanden sein.

In jedem Falle wirft der Fund ein klares Licht auf die Lückenhaftigkeit unserer Fossilfunde, denn diese Tiere müssen in jedem Falle, entweder in Asien oder in Europa eine gewisse Zeit in genügender Menge gelebt haben, um ihre Reproduktion zu gewährleisten. Wir müssen uns also damit abfinden, daß wir nur die massenhaft auftretenden Arten mit einiger Regelmäßigkeit überliefert bekommen.

Argumente für die Einheit der Edentata?

Damit sind aber alle palaeogeographischen Argumente für den Ursprung einer Gruppe, wie sie z. B. von Emry (1970) sehr vorsichtig für die Beziehung zwischen Palaeanodonta und Pholidota von Storch (1978) noch recht nachdrücklich dagegen formuliert werden, sehr fragwürdig geworden. So zieht sich bereits Storch (1981, S. 280) ganz auf die Morphologie zurück. Hier widersprechen sich aber die Auffassungen von Storch und Emry, was die Deutung einzelner Merkmale betrifft, da bisher keine sicheren Synapomorphien gefunden wurden und die überwältigende Zahl von Parallelismen jedes gemeinsame Merkmal in diesen Verdacht bringt.

Auch von den Vertretern einer getrennten Phylogenie von Xenarthren und Pholidoten (ungeachtet ihrer Einstufung der Palaeanodonta) werden beide heute weit getrennten Gruppen auf dieselbe Radiation früher (womöglich kretazischer) Proto-Insectivoren zurückgeführt. Da diese Gruppe aber nicht näher bekannt ist – die meisten Zähnchen zeigen eigenartige Spezialisierungen – besteht über den Parallelismusverdacht für alle Anpassungsmerkmale auch noch die Gefahr, daß zu viele Merkmale, womöglich auch frühe Apomorphien, die sich nur parallel zu anderen Säugergruppen entwickelten, als plesiomorph angesehen werden.

Eine Trennung der Gruppen setzt ein Fehlen von Synapomorphien voraus, ebenso wie eine Vereinigung deren Vorhandensein. In diesem Zusammenhang möchte ich nur auf ein Merkmal hinweisen, das als möglicher Komplex von Synapomorphien noch in Frage kommt, und das noch nicht genügend ausdiskutiert wurde: die auffällige dorsomediale Muskelansatzbeule des Extensors am Metacarpale III. Sie findet sich bei Myrmecophagiden, Metacheiromyiden und den oligo-miozänen europäischen Maniden in gleicher Position, nur bei der letzteren Gruppe ist sie gelegentlich etwas nach distal verschoben. Das Merkmal fehlt bei Dasypodiden und Bradypodiden ebenso wie bei rezenten Maniden. Würde es sich dabei um eine parallel entwickelte Anpassung handeln, so müßte diese sich auch bei anderen Säugern mit grabender-myrmecophager Lebensweise, also insbesondere bei Tubulidentaten finden. Daß sich die rezenten Maniden aber inzwischen trotz Beibehaltung der Lebensweise von dieser Form entfernt haben, spricht dafür, daß es sich um ein altes Merkmal, eine Synapomorphie handelt, die bei einer Veränderung der Lebensweise bei den übrigen Xenarthra natürlich umso schneller verloren ging.

Als weitere Synapomorphie, wenn auch nur zwischen Metacheiromyiden und Maniden (des Tertiars), kann die eigenartige Zwischenform gelten, die die distale Gelenkfläche des Metacarpale III, aber auch der übrigen Metapodien erreicht hat. Der distale Kiel beschränkt sich auf die Rückseite, wie dies bei primitiven Säugern üblich ist, davor aber ist die Fläche tief quer konkav eingewölbt. Von diesem Stadium, das bei Necromanis und Metacheiromys vollkommen übereinstimmt, ausgehend hat Manis in Konvergenz zu den Myrmecophagiden einen langen, durchgehenden Kiel ausgebildet. Dieses Zwischenstadium, das unter myrmecophagen Säugern sonst nicht nachweisbar ist, kann durchaus eine Synapomorphie sein. Leider ist bei Eomanis waldi STORCH 1978 dieser Merkmalskomplex nicht erkennbar. Sollte sich diese Art auch hier als moderner erweisen als erwartet, so bliebe nur die Konsequenz Necromanis als späten Metacheiromyiden zu betrachten. Damit wären die o. g. Synapomorphien widerlegt.

Schriftenverzeichnis

COLBERT, E. H. (1942): An Edentate from the Oligocene of Wyoming. – Notulae Naturae **109:** 16 S., 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Philadelphia.

EMRY, J. R. (1970): A North American Oligocene Pangolin and other additions to the Pholidota. – Bull. Am. Mus. N. H. **142** (6): 455–510, Abb. 1–32; New York.

GAZIN, D. L. (1952): The lower Eocene Knight-formation of western Wyoming and its mammalian faunas. – Smiths. Misc. Coll. **117:** 82 S.; Washington.

KOENIGSWALD, W. v. (1969): Die Maniden (Pholidota, Mamm.) des europäischen Tertiärs. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **9:** 61–71, 9 Abb.; München.

MATTHEW, W. D. (1918): Insectivora (continued), Glires, Edentata. – In: MATTHEW, W. D. & GRANGER, W.: A revision of the Lower Eocene Wasatch and Wind River faunas. Part V. – Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **38:** 565–657, 68 Abb.; New York.

ROSE, K. D. (1978): A new Paleocene Epoicotheriid (Mammalia) with comments on the Palaeanodonta. – Journ. Paleont. **52** (3): 658–674, 5 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Tulsa.

ROSE, K. D. (1979): A new Paleocene Palaeanodont and the origin of the Metacheiromyidae (Mammalia). – Breviora Mus. Comp. Zool. **455:** 14 S., 3 Abb., 2 Tab.; Cambridge, Mass.

SIMPSON, G. G. (1927): A North American Oligocene Edentate. – Ann. Carnegie Mus. **17** (2), 283–298, Taf. 24; Pittsburg.

SIMPSON, G. G. (1959): A New Middle Eocene Edentate from Wyoming. – Am. Mus. Novit. **1950:** 8 S., 2 Abb.; New York.

STORCH, G. (1978): *Eomanis waldi,* ein Schuppentier aus dem Mittel-Eozän der „Grube Messel" bei Darmstadt (Mammalia: Pholidota). – Senckenbergiana lethaea, **59:** 503–529, 5 Abb., Taf. 1–5; Frankfurt am Main.

STORCH, G. (1981): *Eurotamandua joresi,* ein Myrmecophagide aus dem Eozän der „Grube Messel" bei Darmstadt (Mammalia, Xenarthra). – Senckenbergiana lethaea, **61:** 247–289, 14 Abb., 3 Taf.; Frankfurt am Main.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 97–101 | München, 31. 12. 1982

Kleinsäuger aus einer obermiozänen (Vallesium) Karstfüllung Ägyptens

Von Kurt Heissig*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 10

Kurzfassung

Ein Überblick über die Fundsituation, die Fauna und die Bedeutung der ersten fossilführenden Karstfüllung Ägyptens wird gegeben. Faunenbeziehungen zum westlichen Nordafrika, aber auch nach Ostafrika und Südasien erlauben stratigraphische Korrelationen. Eine Einstufung ins basale Vallesium ist am wahrscheinlichsten.

Abstract

An outline of the geology, fauna and implications of the first fossiliferous fissure filling in Egypt is presented. Relationships to the faunae of western North Africa, East Africa and Asia render stratigraphical comparisons possible. A basal Vallesian age of the fauna is most likely.

Einleitung

Im Zuge der geologischen Expeditionen des leider so früh verstorbenen K. W. Barthel wurden im Jahre 1979 geringe, aber sehr fossilreiche Reste eines Karstsediments in der südwestlichen Ägyptischen Wüste gesammelt. Für die Überlassung des Materials, der Fotos und aller Informationen über die Geologie und die Fundsituation bin ich Herrn Barthel sehr zu Dank verpflichtet. Ebenso habe ich zu danken den Trägern der Forschungsarbeit, der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Ägyptischen Akademie der Wissenschaften.

Handstücke des Sediments und das freigeätzte Fossilmaterial befinden sich unter der Inventarnummer 1979 XIX an der Bayerischen Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie in München. Weitere Handstücke mit Fossilien verblieben am Geologischen Institut der TU Berlin.

*) Priv. Doz. Dr. K. Heissig, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

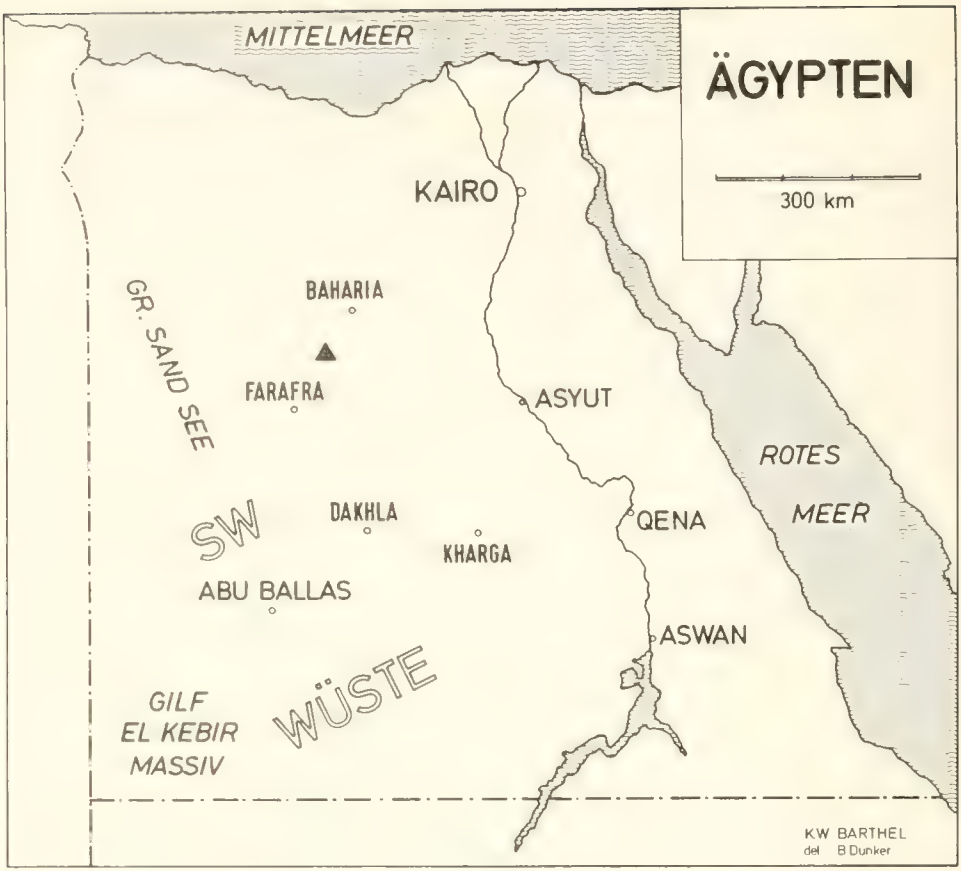


Abb. 1: Die Lage der Fundstelle

Fundsituation

(K. W. Barthel †)

Die Fundstelle liegt etwas nördlich von km 83, unmittelbar westlich der Teerpiste zwischen den Oasen Farafra und Baharia, d. h. etwa 84 km nördlich Qasr el Farafra (Abb. 1). Dort durchschneidet die Piste ein altes, freierodiertes Hohlensystem. Das Dach des offenbar sehr weiträumigen Systems fehlt heute. Es stehen noch die Pfeiler und Hohlenwände aus paläozänem „chalk" oder Tropfstein. Manche der Tropfstein-Pfeiler sind so stark umkristallisiert, daß man daraus große Rhomboeder nach Art des Islandspats gewinnen kann (5–10 cm). Lösungsspalten in Pfeilern und Wänden sind häufig mit sandig-tonigem Sediment in brauner oder roter Farbe verfüllt (Taf. 10). Unter diesen vielen Spaltenfüllungen enthielt nur die einzige, durch den Straßenbau angeschnittene Stelle, Knochen und Zähne von Säugern.

Fauna

Durch Auflösen einiger Blöcke des kalkig verkitteten Sediments in Säure wurden einige hundert Zähnchen sowie einige Kiefer- und Schädelreste gewonnen, unter denen folgende Arten bestimmt werden konnten.

Reptilia:
Lacertilia ind.

Mammalia:

Insectivora:
Erinaceidae indet.
Macroscelididae:
Rhynchocyon sp.

Rodentia:

Ctenodactylidae:
Africanomys major JAEGER 1975
Africanomys minor JAEGER 1975

Cricetidae:
Cricetus sp.

Myocricetodontinae:
Myocricetodon aff. *parvus* LAVOCAT 1961 (Taf. 10, Fig. 3)
Myocricetodon aff. *cherifiensis* LAVOCAT 1961
Myocricetodon cf. *irhoudi* JAEGER 1975
Myocricetodon magnus JAEGER 1975
Myocricetodon sp.

Dendromurinae indet.

Muridae:
Progonomys cathalai SCHAUB 1938
Leakeymys sp.

Stratigraphie

Unter den besonders zahlreich vertretenen Arten der Gattung *Myocricetodon* LAVOCAT läßt sich nur *M. magnus* JAEGER eindeutig mit einer der maghrebinischen Arten identifizieren. Er zeigt in der Entwicklung eines kräftigen labialen Cingulum-Hockers neben der Vorderknospe und eines weiteren labialen Hockerchens zwischen Protoconid und Hypoconid des unteren M_1 gegenüber der Typuspopulation von Pataniak fortschrittlichere Merkmale.

Die übrigen *Myocricetodon*-Arten lassen sich nach der Größe sehr gut mit den Arten *parvus*, *cherifiensis* und *irhoudi* vergleichen, zeigen aber in der Entwicklung einzelner Merkmale erhebliche Abweichungen; insbesondere fällt das Überwiegen primitiver Konfigurationen einzelner Merkmale auf, während sich die übrigen in Ausbildungen finden, wie sie den Entwicklungstrends der genannten Arten entsprechen. In der Großengruppe von *M. irhoudi* kommt es offenbar zu einer Aufspaltung in zwei verschiedene Typen. Nur ein kleiner Teil der Stücke besitzt die für die meisten *Myocricetodon*-Arten charakteristische alternierende Stellung der Höcker. Die andere ordnet die Höcker zu Querjochen zusammen und nimmt damit eine Mittelstellung zwischen *M. irhoudi*, *M. magnus* und *Protatera* ein. Diese Form wird hier als *Myocricetodon* sp. bezeichnet.

Ursprünglichere Myocricetodontinae wie *Dakkamys* oder *Mellalomys* fehlen. Das Auftreten moderner Formen wie *Progonomys* und *Cricetus* spricht dafür, daß dem moderneren Habitus von *M. magnus* mehr Gewicht beizumessen ist, als dem Überwiegen einzelner primitiver Merkmale bei anderen *Myocricetodon*-Arten. Eine Einstufung ins Vallesium ist damit gerecht

fertigt, doch kann wegen des Auftretens von *M. magnus* und *Africanomys major*, nur aus dem Mittelmiozän (Mellalium) bekannten Formen, kaum ein jüngeres Alter als basales Vallesium, also tiefstes Obermiozän, in Frage kommen.

Faunenbeziehungen und Ökologie

In der Dominanz der Gattung *Myocricetodon* entspricht die Fauna ökologisch etwa den bereits bekannten nordafrikanischen tertiären Nagetaunen. Auch das Auftreten der Ctenodactyliden fügt sich in dieses Bild. Gliriden und Sciuriden, die als typische Waldbewohner gelten konnten, und die untergeordnet in den Faunen des Maghreb auftreten, fehlen hier. Das Vorkommen von Dendromurinen spricht eher für Busch- als für Baumbestände.

Diese Gruppe sowie die untergeordnet auftretenden Formen *Rhynchocyon* und *Leakeymys* zeigen, daß ähnlich wie heute das Einsickern weiter südlich beheimateter Formen nach Nordafrika im Osten des Kontinents möglich war. Ihrem weiteren Vordringen nach Westen standen möglicherweise dieselben Hindernisse entgegen, die auch die starke Abweichung der lokalen Rassen von *Myocricetodon* bewirkten. Ob diese ökologischen Barrieren durch einen Vorläufer der heutigen Sahara gebildet wurden, oder ob ein häufiger Wechsel von Graslandern und bewaldeten Niederungen das Vordringen von Wald- und Savannenformen gleichermaßen behinderte, muß offen bleiben.

Progonomys und wahrscheinlich auch *Cricetus* sind als asiatische Einwanderer aufzufassen. Sie fehlen im ganzen Mittelmeergebiet in älteren Ablagerungen als Vallesium. Für *Cricetus* ist dies der bisher älteste Nachweis, doch muß dies nicht auf eine afrikanische Herkunft schließen lassen.

Schriftenverzeichnis

De Bruijn, H. & Zachariasse, W. J. (1979): The correlation of marine and continental biozones of Castellios hill reconsidered. – Ann. Geol. Pays Hell., **Sonderband 1979,** Heft 1: 219–226, 1 Abb., 1 Taf.; Athen.

Fahlbusch, V., (1969): Pliozäne und Pleistozäne Cricetinae (Rodentia, Mammalia) aus Polen. – Acta zool. Cracov., **14** (5): 99–138, Taf. 8–18, 4 Abb.; Krakau.

Jaeger, J. J. (1975): Les Rongeurs du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. – Thèse: 164 S., 33 Abb., 37 Tab., 7 Taf.; Montpellier.

Jaeger, J. J. (1977): Rongeurs du Miocène de Beni Mellal. – Palaeovertebrata, 7 (4): 91–125, 11 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Montpellier.

Jaeger, J. J., Michaux, J. & David, B. (1973): Biochronologie du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. – C. R. Ac. Sci. Paris, **277:** 2477–2480, 1 Tab., 1 Taf.; Paris.

Lavocat, R. (1959): Origine et affinités des Rongeurs de la sousfamille des Dendromurinés. – C. R. hebd. Ac. Sci. Paris, **248:** 1375–1377; Paris.

Lavocat, R. (1961): Le gisement de Vertébrés miocènes de Beni Mellal (Maroc), Étude systématique de la faune de Mammifères et conclusions générales. – Not. Mém. Serv. Géol. Maroc, **155:** 29–94, 109–120, 27 Abb., 12 Taf.; Tanger.

Lavocat, R. (1964): Fossil rodents from Fort Ternan, Kenya. – Nature, **202:** S. 1131, 1 Abb.; London.

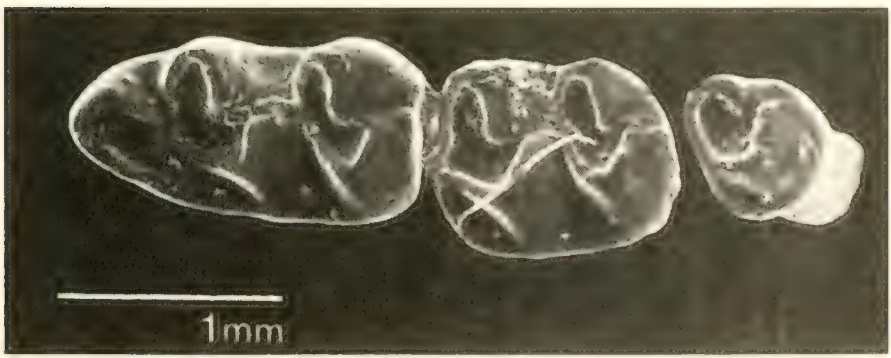
Stehlin, H. G. & Schaub, S. (1951): Die Trigonodontie der simplicidentaten Nager. – Schweiz. Pal. Abh., **67:** 1–385, 620 Abb.; Basel.

Tafel 10

Fig. 1: Die Hohlensedimente mit dem knochenführenden Bereich (Pfeil). Im Vordergrund Prof. Dr. K. W. Barthel †.

Fig. 2: Der fossilführende Bereich, Detailaufnahme.

Fig. 3: Linke untere Zahnreihe von *Myocricetodon* aff. *parvus* Lavocat.


1mm

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 103–112 | München, 31. 12. 1982

A fossil reduncine antelope from the locality K 2 East of Maragheh, N. W. Iran

By Dirk Pieter Bosscha Erdbrink*)

With 1 textfigure and plates 11 and 12

Abstract

Description of four fossil fragments probably belonging to a single individual and considered to represent a new species of reduncine antelope, found between Kerjabad, or Kirdjava, and Qartāvol, or Gartaul, East of Marāgheh, Iran, by the author's research party in 1973. The stratigraphical age of the find is Turolian.

Résumé

Description d'une nouvelle espece d'antilope reduncine recueillie en 1973 a l'est de Maragheh en Iran, entre les villages de Kerjabad (= Kirdjava) et Qartāvol (= Gartaul). L'age stratigraphique du gîte est le turolien.

Kurzfassung

Beschreibung einer neuen fossilen Antilope von redunciner Verwandtschaft, 1973 gesammelt zwischen Kerjābād (oder Kirdjava) und Qartāvol (oder Gartaul), osthch von Maragheh, Iran. Stratigraphisch ist das Alter der Ablagerung der Fundstelle das Turolium.

Introduction

Between August and November, 1973, a party consisting of Dr. N. Schmidt-Kittler, then of the Institute for Palaeontology and historical Geology of Munich University, Dr. S.A.P.L. Cloetingh, of the Vening Meinesz Laboratory for geophysical research of Utrecht University, and the author, carried out stratigraphical and palaeontological research at a number of localities East of the town of Marāgheh in N. W. Iran (Bosscha Erdbrink et al., 1976). One of these localities was designated K 2 by us at the time. It is situated not far North of a bridle path between the villages of Kerjābad (or Kirdjava) and Qartāvol (or Gartaul), several hundred metres West of the watershed separating the valleys containing each of the two villages. Comparison with maps

*) Dr. D. P. Bosscha Erdbrink, Laboratorium voor Zoölogische Oecologie en Taxonomie der Rijksuniversiteit Utrecht, Plompetorengracht 9–11, 3512 CA Utrecht, the Netherlands.

and data in KAMEI et al. (1977) makes it almost certain that this locality is identical with fossil locality 11 mentioned in that publication (p. 152, fig. 13). It can also be taken as virtually certain that what is called the MMTT 13 quarry by the 1975 and 1976 Irano-American field research parties (with members from the Iranian MMTT and the Universities of California and Colorado, respectively) (see BERNOR, 1978; and CAMPBELL et al., 1980) is the same locality as well, as appeared from personal information given by Dr. R. Bernor when shown some photographs of it, taken by our party in 1973.

The four fragments described here were collected fairly close together by Dr. N. Schmidt-Kittler.

It has been maintained in earlier papers that the age of the K 2 deposit is probably 8.7 ± 0.4 Ma (BOSSCHA ERDBRINK et al., 1976, p. 97), more exactly between 8.4 and 8.7 Ma (BOSSCHA ERDBRINK, 1978, p. 94), when the palaeomagnetic correlation is also considered. KAMEI et al. (op. cit.) favour a younger date, 6.6 Ma, based upon fission-track dating, while CAMPBELL et al. (op. cit.) suggest a date of either 7.8 ± 0.4 Ma, or 7.4 ± 0.3 Ma.

Faunal remains collected at the K 2 site by each of the different research parties indicate, without question, that their stratigraphical position has to be situated in the Turolian.

Systematical part

Order: ARTIODACTYLA
Family: Bovidae
Subfamily: Hippotraginae
Genus: *Redunca* H. SMITH 1827

Redunca eremopolitana n. sp.
Fig. 1 & Pl. 11, A–F.

Holotype: Left horncore, No. 1973 XXI 526 (Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich), Fig. 1 & Pl. 11, E.

Paratypes: Right horncore, No. 1973 XXI 527 (ibidem), Fig. 1 & Pl. 11, F. Left mandibular fragment, No. 1973 XXI 193 (ibidem), Pl. 11, A. A left M^3 with the posterior half of M^2, No. 1973 XXI 194 (ibidem), Pl. 11, C.

Stratum typicum: Upper Miocene continental deposits of Turolian age.

Locus typicus: An excavation site near the watershed between Kerjābād and Qartāvol E. of Marāgheh (N. W. Iran) indicated as K 2 in 1976 (= number 11 by KAMEI et al., 1977 = MMTT 13 by Bernor, 1978).

Derivatio nominis: The Latinized Greek translation of the Azeri geographical name Kirjawa (= Kerjābād in Farsi) meaning: Place of emptiness, desert.

Description

The material consists of a fairly complete horncore of the left side with its cranial base (the type specimen), a nearly complete horncore lacking its extreme tip (one of the paratypes) but with a slightly larger part of its cranial base, a small part of a left mandible containing P_3 and P_4 (also a paratype), and a left M^3 together with the posterior half of M^2 of the same individual (also a paratype).

The degree of wear of the teeth points to a rather aged individual. As that degree in the lower and upper dentition is absolutely comparable, while the amount of mineralization, the colouring and the size of the two horncores are also closely related in appearance, it is safe to assume

that all four pieces have belonged together to a single, male individual (only males possess horns in recent Reduncini).

In order to obtain an impression of the size of the horncores, each of these has been perigraphically outlined as close as possible to its base, as well as at a point 45 mm higher up. The four perigrammes (nat. size, figure 1) have to be imagined lying in planes which stand at right angles to the long axes of the horncores. Representing an admissible space (because the original part of the cranium was not recovered) between the left and right horncores, a distance of 45 mm has been selected, this being the stretch measured in a recent skull (RMNH no. 1781–B85) of *Redunca redunca* in the collections of the Rijksmuseum van Natuurlijke Historie at Leiden, in which comparable horncore dimensions were encountered. That recent specimen is a sawn-off trophy bought on October 14, 1929 from Mr. A. H. C. Schoolwerth, The Hague, and reportedly collected near Caia, S. of the Zambesi river, Mozambique.

The extreme tip of the left horncore appears to have broken off. As is typical for all reduncine antelopes, the horncore is fairly broad and oval at its base, the long axis of the oval having a forward and inward direction, so that left and right axes intersect in the main sagittal plane of the skull somewhere halfway between the orbits. Both horncores then curve gracefully upwards, outwards, and, when roughly half of the entire height is attained, forwards. In this respect the fossil closely resembles the situation encountered in RMNH 1781–B85.

The right horncore is very slightly heavier than the left one while, as has been mentioned, part of the tip has been lost. On the other hand some more of its cranial base is preserved. The minimum distance between the lower edge of this horncore and the edge of the orbit at the right side is some 21 mm. Otherwise the degree of mineralization is identical. All four fossil fragments display the typical mottled whitish to yellowish colour of all fossils collected at site K 2, in which some brown striations and black streaks show up as well.

Table 1 allows a comparison of the measurements of the fossil horncores with those of the already mentioned specimen of *R. redunca* from Caia, and those of another specimen in the Leiden Museum, RMNH Reg. no. 2018, shot on January 10, 1931, at Gebel Kaka, South of Lake

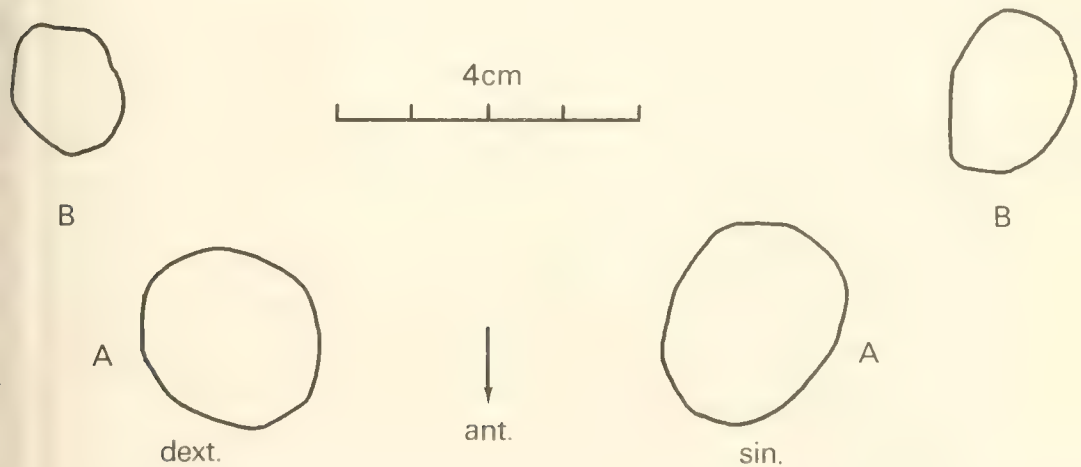


Fig. 1: Horizontal perigrammes (natural size) of the circumferences of the left (1973 XXI 526) and right (1973 XXI 527) horncores of *Redunca eremopolitana* n. sp. in their approximate natural positions and distance from each other (about 4 cm). A: as close to the base (on top of the pedicel) of each core as possible. B: at a point 45 mm higher up.

Awusa or Awasa in Ethiopia and donated to the Museum by Mr. B. Ph. Baron van Harinxma thoe Slooten. The several chords and arcs, and diameters (see for these last also the perigrammes) have been combined in table 1. My sincere thanks are due to Dr. C. Smeenk of the Rijksmuseum van Natuurlijke Historie at Leiden for his aid in placing these two recent specimens at my temporary disposition.

As is demonstrated by Plates 11 and 12, the horncores of the fossil form and those of the recent Bohor resemble each other quite considerably in dimensions. The degree of curvature of the extremities of the cores may be slightly less in the K 2 fossil, while the diameters of the cores indicate a somewhat lesser robusticity.

The few remains of the dentition, presumably belonging to the same individual, provide one with the measurements given in table 2, in which the comparable dimensions in the recent Bohor from Lake Awusa are given too. As a comparison between the fossil and the recent teeth (see plates 11 and 12) shows, the morphological features of the fossil are, again, unmistakably reduncine. This impression is fully supported when SCHLOSSER's treatise (1903) on the odontography of recent antelopes is consulted (op. cit.: *"Cervicapra bohor"*, pp. 163–164).

In M^3 and the posterior lobe (or crescent) of M^2 the vestibular styles are less developed in the fossil than in the Lake Awusa specimen; in each, however, the parastyle is relatively strongest (the morphological nomenclature of Artiodactyl teeth as used by PATTON, 1969, is followed). The fossil teeth do not display cement in any appreciable quantity, as the dentition of the recent Bohor should do according to Schlosser; but the recent Lake Awusa Bohor does not display much cement either. Despite the very worn-down state of the molars, the fossil shows no traces of a presence of vertical pillars (endostyles) at the palatinal side between the anterior and posterior inner crescents of either M^3 or M^2. The recent Bohor from Lake Awusa, and the figure and description of the recent form given by Schlosser, concur in this respect that it appears to be the rule that endostyles are present. The anterior and posterior molar fossae in the approximate centres of the occlusal surfaces of the two crescents are very narrow and compressed in the fossil (in the posterior crescent of M^2 the fossa has almost been compressed to a single enamel line; this molar is very worn down), while they possess no vertical enamel plaits (= spurs when seen in section on the occlusal surface). The recent Bohors appear to have molar fossae that are more widely open, while a "spur" can usually be detected at each lingual extremity in all fossae. In general it can be remarked that the teeth of the fossil from K 2 seem to be slightly larger.

In the two lower teeth no evidence of molarization of these premolars can be found. Morphologically they might be characterized as somewhat cervid. Two (in P_4) or three (in P_3) winglike oblique structures can be seen in their occlusal aspect, running from antero-vestibular to postero-lingual. The most anterior of these is formed by the paraconid, which is connected by a graceful curve to the protoconid, the highest cuspid in each of the two teeth. The second wing runs from the protoconid back to the metaconid, while the third connects hypoconid and entoconid. A bridge also connects proto- and hypoconid. Progressive wear has resulted in a single dentine plane incorporating the back of the protoconid, the hypoconid and the entoconid in P_4, with only a kind of (entirely closed) fossa at the entoconid there. In P_4 the two anterior wings border a single oblique valley, open lingually. In P_3 there are two such oblique valleys opening up in a lingual direction: one between the anterior and the central wing and one (which is smaller) between the central and the posterior wing. Here also, however, a minute and entirely closed enamel island can be seen near the entoconid. The vestibular side of the two lower premolars consists of a closed, slightly wavy enamel wall with some wrinkles on it and rather indistinct stylids at para-, proto- and hypoconid. There is an evident concave area in the vestibular wall in front of the hypoconid. The stylid of the paraconid in P_4 has been worn down obliquely almost to its base displaying intensely black dentine. On the lingual side equally indistinct stylids occur at the para-, meta- and entoconids. In the Lake Awusa specimen, and in the description by Schlosser,

the vestibular and lingual stylids are very much more distinctly developed. The valleys opening in a lingual direction are present there too, but they are less obliquely oriented while P_4 possesses two such valleys, not one. The hypoconid-entoconid area appears to be a much more isolated structure in this last premolar of the recent Bohor. The premolars of the K 2 fossil and those of the recent Bohor concur in displaying a compressed lengthwise shape.

That the hypsodontical index of the K 2 fossil (see table 2) is so much lower than that of the recent Bohor from Lake Awusa, while the vestibular length of the two M^3 is practically identical, illustrates the already mentioned contention that the fossil individual must have reached a relatively high age when it died because its teeth are so worn down.

Discussion

The preceding description together with plates 11 and 12 may have made it clear that the fossil form collected at site K 2 is closely allied to the recent Reduncini (if it is preferred to see this group as a Tribus) or Reduncinae (when a Subfamilial arrangement is favoured). Most resemblances exist with the Rietbok (Reedbuck, or Bohor), *Redunca redunca* (Pallas, 1767), as far as can be made out from the remaining morphological features. Form, size and curvature of the horncores, these being the most typical characters of antelopes, constitute an argument for this. The relative lowness of the pedicels, a feature visible in the two plates but impossible to record as a measurement, conform with it too. So do the few still present dentitional elements, but these are slightly larger while they also display a number of more simple traits.

Taken together as arguments, an attribution of the fossil to the genus *Redunca* appears to be justifiable in my opinion. The existing differences do not permit a complete unification with one of the recent reduncine antelopes, however, so that the form has to be placed in a new species. I do not feel able to express an opinion regarding the possibility that this should be seen as a direct ancestor of one of the recent reduncines (in which case the Bohor is probably the nearest form), nor should connections with other earlier or later fossil reduncines be made. Otherwise one might think, for instance, of Pilgrim's (1939) *Kobikeryx* or *Indoredunca* of Tatrot or Dhok Pathan age from the Siwaliks (see Gentry, 1970, p. 317), or of the Early Pleistocene ?*Redunca* described by Geraads (1979) from Melka-Kunture in Ethiopia, without forgetting the perhaps Pliocene *Redunca* sp. from Kaiso Village mentioned by Cooke and Coryndon (1970, pp. 202–203).

As derivation of the specifical name a geographical indication has to be preferred; in this I invited Professor Schmidt-Kittler's opinion. The fossil locality K 2 (K taken from Kirdjava) lies at hand. The Turkish word kir, modified to ker or even to kir in eastern Turkish languages or dialects such as Azeri (spoken in Azarbaijan) means: empty, wild, deserted, nothing, uncultivated. Dja or ja has the meaning of: (the) place (where); va or wa is a suffix. Translated, Kir(d)java (transcribed in Farsi into Kerjābad) therefore means: the empty place, the place of nothingness, the deserted village or the desert village. When this is properly translated into Latinized Greek (I sincerely want to thank Professor Dr. R. C. Engelberts of the Institute for Classical Languages and Early History, Utrecht University, for his valued aid), there emerges the name *eremopolis*. An appropriate new specifical name for the fossil form thus becomes *eremopolitana*.

A short characterization of *Redunca eremopolitana* can be given as follows: It is a reduncine antelope of relatively small size, approximately that of a recent Bohor (*Redunca redunca*), with somewhat more slenderly built and thinner horns, displaying the typical reduncine curvature (first backwards and then, towards the extremity, forwards) but slightly less pronounced than *R. redunca*; and having upper molars without endostyles, while the lower premolars are more cervid-like and more compressed lengthwise in aspect than those of the recent reduncine antelopes. The absolute size of the teeth exceeds that found in the recent *R. redunca*.

If actualistic principles are considered permissible, one may conclude that the surroundings in which *R. eremopolitana* once lived probably represented (LEUTHOLD, 1977, pp. 22, 215, 234–235) exclusive male home ranges or territories, usually containing not more than 3 or 4 animals in all (although there exist observations of perhaps occasional herds containing up to 400 head). These rather small territories contained, as main food sources, fresh (green) grass (wet season) and some dicotyledons (dry season), while the animals were dependent upon water (as implied by their European vernacular name). Their probably rather individualistic way of life and small numbers in any suitable area may account for their uncommon occurrence as a fossil. We collected only this single specimen in an otherwise rather rich fossil material at K 2. Chances at fossilization in savanna- or bush-steppe surroundings are not good and need a large number of individuals for each separate case. Habitual presence near water may, on the other hand, have been a positive factor in this process. The locality K 2 has probably been a shallow depression in the landscape, or an intermittently filled body of water in which sometimes partly scavenged remains of cadavers, lying about, were swept during rains and then covered up immediately by silt and mud, in this case redeposited material of volcanic origin.

Table 1. Some dimensions (in mm) of horncores of two recent Bohor compared with the K 2 form.

		Caia (Mozambique)	Lake Awusa (Ethiopia)	K 2 (fossil)
Posterior arc of horncore	L	177	154	176
	R	164	151	137 +
Posterior chord of horncore	L	168	142	173
	R	156	144	135 +
Anterior arc of horncore	L	174	143	169
	R	160	146	131 +
Anterior chord of horncore	L	172	140	165
	R	158	142	127 +
Anteroposterior diameter at	L	33	29	28
base of horncore	R	31	28	26.5
Transversal diameter, ibidem	L	29	29	23
	R	27.5	27.5	23.5

Table 2. Comparison between some teeth measurements of a recent *Redunca* and the K 2 fossil.

	Lake Awusa (Ethiopia)	K 2 (fossil)
Vestibular length of M^3 sin.	16.2	16.9
Transverse width, anterior lobe of M^3 sin.	10.3	14.4
Id., over posterior lobe of M^3 sin.	8.5	14.0
Metacone height of M^3 sin.	7.1	6.4
Hypsodontic index	43.8	37.9
Transverse width over posterior lobe of M^2 sin.	10.2	12.4
Maximum length of P_3 sin.	7.3	11.0
Transverse width (post.) of P_3 sin.	6.1	6.4
Maximum length of P_4 sin.	9.5	13.0
Transverse width of P_4 sin. (post.)	7.3	8.6

Acknowledgements

Although some nine years have now elapsed since our voyage to Iran, results have still not dried up entirely. Once again, I should like to thank the Authorities of the Scientific Affairs Division of the North Atlantic Treaty Organization at Brussels for their financial support (Grant no. 661) of this undertaking. All previously expressed thanks and feelings of gratitude towards the many erstwhile Authorities and Friends who aided and supported the exploration, are once more repeated here without explicit mentioning of names; the only exception being H. E. the late Ambassador of the Netherlands at Tehran, Mr. P. A. E. Renardel de Lavalette, whose friendly and active aid I shall never forget.

As usual, many thanks are due to Mr. H. van Kooten, official artist of the Zoological Laboratory of Utrecht University, and to his staff, for providing the illustrations to this paper. I am not less indebted to the several Preparators of the Institute of Paleontology and historical Geology of Munich University, who have so painstakingly reconstructed the fragmentary specimens forming the base for this description.

References

Bernor, R. L. (1978): The Mammalian Systematics, Biostratigraphy and Biochronology of Maragheh and its Importance for Understanding Late Miocene Hominoid Zoogeography and Evolution. – Thesis, University of California, Los Angeles. 314 pp.

Bosscha Erdbrink, D. P., Priem, H. N. A., Hebeda, E. H., Cup, C., Dankers, P. and Cloetingh, S. A. P. L. (1976): The bone bearing beds near Marāgheh in N. W. Iran. I & II. – Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Ser. B, **79**, 2: 85–113; Amsterdam.

Bosscha Erdbrink, D. P. (1978): Fossil Giraffidae from the Marāgheh area, N. W. Iran. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol., **18:** 93–115; München.

Campbell, B. G., Amini, M. H., Bernor, R. L., Dickinson, W., Drake, R., Morris, R., Van Couvering, J. A. and Van Couvering, J. A. H. (1980): Maragheh: a classical late Miocene vertebrate locality in northwestern Iran. – Nature, **287:** 837–841; London.

Cooke, H. B. S. and Coryndon, S. C. (1970): Pleistocene Mammals from the Kaiso Formation and other Related Deposits in Uganda. – Fossile Vertebrates of Africa, **2:** 107–224; London/New York.

Gentry, A. W. (1970): The Bovidae (Mammalia) of the Fort Ternan Fossil Fauna. – Fossil Vertebrates of Africa, **2:** 243–323; London/New York.

Geraads, D. (1979): La faune des gisements de Melka-Kunture (Ethiopie): Artiodactyles, Primates. – Abbay, **10:** 21–47; Paris (CNRS).

Kamei, T., Ikeda, J., Ishida, H., Ishida, S., Onishi, I., Partoazar, H., Sasajima, S. and Nishimura, S. (1977): A General Report of the Geological and Paleontological Survey in Maragheh Area, North-West Iran, 1973. – Mem. Fac. of Science, Kyoto University. Ser. of Geology & Mineralogy, XLIII, 1/2: 131–164; Kyoto.

Leuthold, W. (1977): African Ungulates, A Comparative Review of Their Ethology and Behavioral Ecology. – XIII – 307 pp.; Berlin/Heidelberg/New York.

Patton, T. H. (1969): Miocene and Pliocene Artiodactyls, Texas Gulf Costal Plain. – Bull. Florida State Mus., Biol. Sc., **14,** 2: 115–226; Gainesville.

Pilgrim, G. E. (1939): The Fossil Bovidae of India. – Mem. Geol. Surv. of India, Palaeontologia Indica, N. S. **XXVI,** 1: 1–356; Calcutta/Delhi.

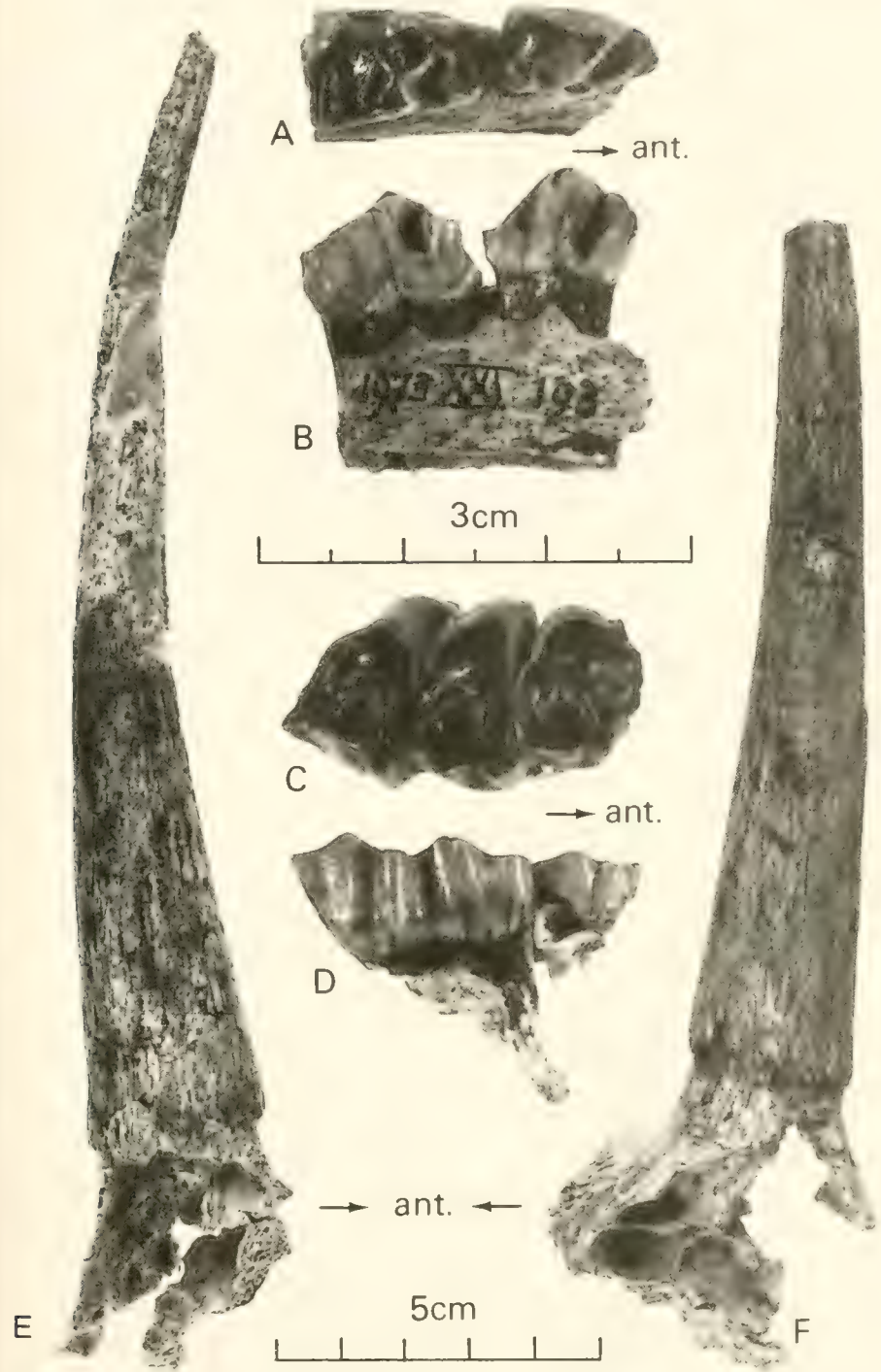
Schlosser, M. (1903): Die fossilen Saugethiere Chinas nebst einer Odontographie der recenten Antilopen. – Abh. d. math.-phys. Kl. d. k. bayer. Akad. d. Wiss., **22** (= Denkschr. **LXXV**), I. Abt.: 96–205; München.

Plate 11

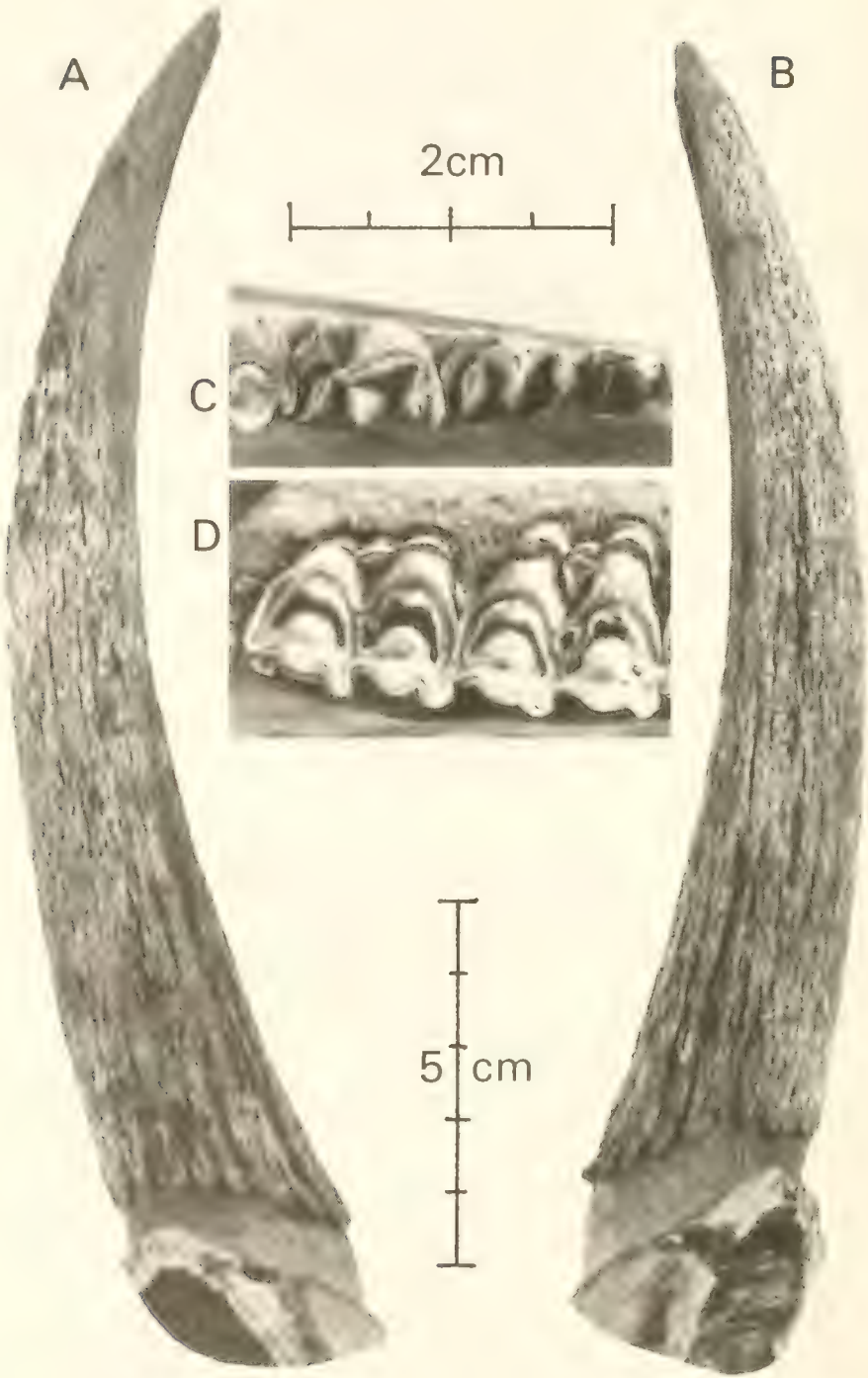
A. occlusal, and B. lingual aspects of P_3 and P_4 sin. in the mandibular fragment 1973 XXI 193, ascribed to *Redunca eremopolitana*.
C. occlusal, and D. vestibular aspects of M^3 and the posterior half of M^2 sin. in the maxillary fragment 1973 XXI 194, ascribed to *Redunca eremopolitana*.
A–D on the same scale (see 3 cm long measurement).
E. left horncore, 1973 XXI 526, and F. right horncore, 1973 XXI 527, each seen in a transverse outward direction from the hypothetical centre above the skull, of *Redunca eremopolitana* n. sp.
E–F on the same scale (see 5 cm long measurement).

Plate 12

A. left horncore, and B. right horncore of *Redunca redunca* from Caia, Mozambique (RMNH Leiden 1781–B 85), seen in the same positions as E and F in Pl. 1, and on the same scale of 5 cm.
C. occlusal view of P_2, P_3 and P_4 sin. (from right to left) of a ♂ *Redunca redunca*, RMNH Reg. no. 2018, from Gebel Kaka in Ethiopia, and
D. occlusal view of M^2 and M^3 sin. (from right to left) of the same animal. C–D on the same (2 cm long) scale as A–D of Pl. 1.



BOSSCHA ERDBRINK, D. P.: A fossil antelope from Iran. Plate 11



Bosscha Erdbrink, D. P.: A fossil antelope from Iran. **Plate 12**

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 113–115 | München, 31. 12. 1982

Jungpleistozäne Elefanten-Funde am südbayerischen Alpenrand

Von Richard Dehm*)

Mit 1 Abbildung

In Südbayern sind an zahlreichen Stellen jungpleistozäne Elefanten-Reste nachgewiesen worden, vor allem aus Würm-eiszeitlichem Schotter und Löß, meist als einzelne Backenzähne und Stücke von Stoßzähnen. Mehr als 180 Fundorte zählt man bisher zwischen Donau und Alpenrand in Südbayern. Von den Vorkommen am Alpenrand selbst verdienen die folgenden eine besondere Beachtung: Zahnfunde des Waldelefanten *Palaeoloxodon antiquus* (FALCONER) und des Mammuts *Mammonteus primigenius* (BLUMENBACH) bei Großweil nahe Kochel und Zahnfunde des Mammuts bei Laubau im Fischbachtal nahe Ruhpolding.

1. Großweil bei Kochel

Am Rande des Kochelseebeckens war im April 1936 nahe dem damals nur noch wenig betriebenen „Braunkohlenbergwerk" von Großweil in einer Grube Ton zur Abdichtung eines Staudammes für ein Bad gewonnen worden.

Das Profil zeigte:

10 cm Humus

20 cm gelber Gehängelehm mit Geschieben aus der hangaufwärts folgenden, Würm-eiszeitlichen Moräne

20 cm gelber Lehm ohne Geschiebe

20–40 cm Schieferkohle, von Ton etwas durchsetzt; an der Grenze zum liegenden Ton der 1 Meter lange, fast gerade Abdruck eines zu Grus zerfallenen Elefanten-Stoßzahnes

bis 150 cm aufgeschlossen: grauer und blauer Ton im Abbau; im obersten Teil des Tones zwei ganze und zwei halbe Elefanten-Backenzähne.

Bei den zwei vollständigen Backenzähnen handelte es sich um den rechten und den linken dritten Molaren des Unterkiefers, bei den halben um Stücke der zugehörigen zweiten Molaren. Die großen, schmalen Zähne waren auf den ersten Blick als typische des Waldelefanten erkennbar, ebenso wie der fast gerade Stoßzahn für die gleiche Art sprach. Die Fundstücke wurden von dem Eigentümer der damaligen „Braunkohlen-AG Großweil in Liquidation", Herrn V. W. Fingerle, der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München überlassen und waren dort bis zum II. Weltkrieg ausgestellt. Nach einer ersten, kur-

*) Prof. Dr. R. Dehm, Institut für Palaontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

zen Notiz (DEHM 1937: 27–28) sind sie samt beigefügten Unterlagen, mit Ausnahme meiner eigenen Aufzeichnungen vom 30. April 1936, als ich die Fundstelle zusammen mit Bürgermeister Andreas Straubinger, Lehrer Rudolf Wegmann und Gendarmerie-Kommissär Matthias Held besuchte und die Zahne übernahm, bei der Zerstörung der Alten Akademie in München vernichtet worden.

Es waren die ersten und bisher einzigen Funde des warmzeitlichen Waldelefanten in solcher Alpennahe. Die Schieferkohle von Großweil gehört aufgrund ihrer gut untersuchten Pollenflora (REICH 1953: 392–408) zur Ablagerung einer Warmzeit. Die Diskussion darüber, ob es sich um die Mindel/Riß (= Holstein) – oder um die Riß/Würm (= Eem) – Warmzeit handelt (JUNG, BEUG & DEHM 1972: 67-69, Abb. 9), kommt zum Ergebnis: Riß/Würm-Warmzeit. Der Waldelefant könnte zu dieser Frage keinen Beitrag leisten, da er in Mitteleuropa in beiden Warmzeiten nachgewiesen ist. Die Hoffnung auf weitere Funde erfüllte sich nicht; sämtliche Aufschlüsse bei Großweil in der Schieferkohle und im begleitenden Ton sind eingegangen.

Wahrend der Würm-Eiszeit war in das Kochelseebecken auch das Mammut eingedrungen. Ein in typischer Weise gebogenes Stoßzahnstück von 115 cm Länge und 14 cm Durchmesser war mir von Lehrer Rudolf Wegmann bei meinem Besuch im April 1936 im Schulhaus Großweil gezeigt und dazu mitgeteilt worden, daß das Fundstück „etwa im Jahre 1917 durch Bagger gefordert worden sei und aus der Morane, die über der Schieferkohle folgt, stamme". H. REICH (1953: 392) erwahnt gleichfalls einen Mammutstoßzahn „in den Schottern über den Schieferkohlen".

2. Laubau bei Ruhpolding

Schon innerhalb der Bayerischen Nordalpen, und zwar südöstlich des Chiemsees im Fischbachtal nahe Laubau bei Ruhpolding, sind Reste des Mammuts gefunden worden.

Zwar hatte man das Backenzahnstück für einen verschleppten Zufallsfund halten können; im Juni 1956 hatte es Herr Hugo Pohlmann, damals in Ruhpolding, später in Linz, im Geröll eines

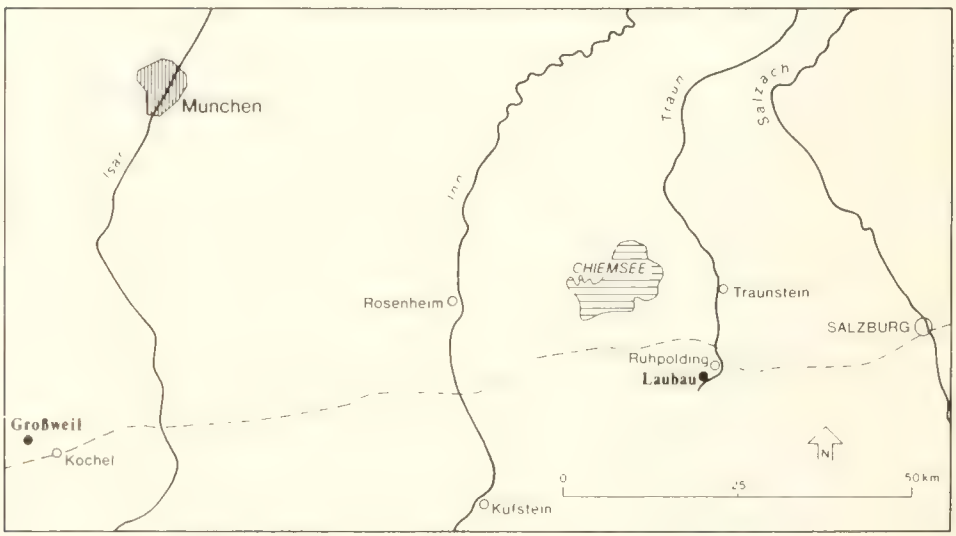


Abb. 1: Der Alpenrand (– – –) im südlichen Oberbayern mit den Fundstellen jungpleistozäner Elefanten-Reste (●) bei Großweil nahe Kochel und Laubau nahe Ruhpolding.

Seitengrabens des Fischbachtales bei Laubau entdeckt und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie mitgeteilt und geschenkt (Sammlungsinventar 1956 I 137); es war, wie Prof. Dr. K. D. Adam in Stuttgart mit Schreiben vom 26. 12. 1956 feststellte, das Fragment eines mäßig abgekauten linken letzten Molaren, wahrscheinlich von „*Mammonteus primigenius* (BLUMENBACH), breitkronige Varietät jungpleistozänen Alters".

Als ein zweiter Fund aus dem Fischbachtal bekannt wurde, den Herr Franz Schönhuber in Ruhpolding bei der Kiesgewinnung im Fischbachbett etwa 800 Meter südlich des Forsthauses Laubau gemacht hatte, wurde es zur Gewißheit, daß das eiszeitliche Mammut in die Alpentäler von Ruhpolding vorgedrungen war. Es handelt sich, wie wieder Prof. Dr. K. D. Adam unter dem 3. 3. 1961 mitteilte, um einen „mäßig abgekauten Molaren ohne den Distalteil der Abrasionsfläche" und zwar um den linken letzten Molaren, dessen „Kronenlänge 225 mm, Kauflächenlänge etwa 110 mm und Kauflächenbreite etwa 70 mm" betragen. Die Bestimmung durch Prof. Adam lautet wie bei dem ersten Fund: „wahrscheinlich *Mammonteus primigenius* (BLUMENBACH), wahrscheinlich jungpleistozänen Alters". Das Originalfundstück wird unter der Inventarnummer 1982 I 28 in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt; ein Abguß befindet sich im Heimatmuseum in Ruhpolding. Die beiden Funde, jeweils der linke letzte untere Backenzahn, bezeugen also zwei Individuen.

Die bei Laubau in das Fischbachtal einmündenden Gräben legen außer dem steilgestellten Hauptdolomit an mehreren Stellen mächtigen Gehängeschutt, aber auch, so etwa 300 Meter oberhalb der Einmündung des Vorderen Kraxenbaches, Moräne mit sehr feinkörniger Grundmasse und einzelnen größeren Blöcken, sowie gelegentlich horizontal geschichtete feinstkörnige Sedimente frei; aus solchen oder ähnlichen Ablagerungen, die nur aus einer Zeit geringerer Vereisung stammen können, dürften die im Bachgeröll gefundenen Mammutzähne herzuleiten sein.

Die große Zahl der Mammut-Nachweise südlich der Donau bis zu den Nordalpen zeigt an, daß die Tundra und wohl auch lichter Wald, ähnlich der heutigen sibirischen Taiga, die sich vor den ins Alpenvorland reichenden Gletschern ausdehnten, dem Mammut einigermaßen günstige Lebensbedingungen geboten haben müssen. Daß sich das Mammut auch in Alpentäler gewagt hat, und zwar ins breite Inntal, lehren ganz vereinzelte Funde bei Kufstein und Innsbruck. Zu solchen seltenen Nachweisen des Mammuts innerhalb der Alpen zählen nunmehr auch die Ruhpoldinger Funde. Zwar haben sich die Mammute nicht ständig in den vergletscherten Alpentälern aufhalten können, aber zu günstigen Jahreszeiten, insbesondere während der Zeiten geringer Gletscherausdehnung und gegen das Ende der letzten Eiszeit, als der Eiszustrom allmählich nachließ, und an den Talrändern Vegetation aufkam, haben die Mammute ihre Wanderungen sicherlich in die Gebirgstäler ausdehnen können.

Abschließend sei der aufmerksamen, oben genannten Finder nochmals mit Dank gedacht, ebenso des Bayerischen Forstamtes Ruhpolding-Ost, in dessen Bereich die Funde gemacht wurden, und der Staatlichen Waldarbeitsschule Laubau, deren damaliger Leiter, Forstmeister Sepp Demleitner, mir bei der Geländebegehung behilflich war. Besonderen Dank schulde ich Prof. Dr. K. D. Adam für seine eingehende Beurteilung der Ruhpoldinger Mammutzähne.

Schriftenverzeichnis

Dehm, R., 1937: Ein Waldelefanten-Vorkommen in zwischeneiszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand. – Bayer. Vorgeschichtsblätter **14:** 27–28; München.

Jung, W., H.-J. Beug & R. Dehm, 1972: Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. N. F. **151:** 1–131; München.

Reich, H., 1953: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. – Flora **140:** 386–443; Jena.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 22 117–135 München, 31. 12. 1982

Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee)

Von Herbert Hagn*

Mit 4 Abbildungen und Tafel 13–15

Kurzfassung

Im Nordflügel der Thierseer Mulde wurden SE Landl (Tirol) Biointrasparite mit *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Melathrokerion valserinensis* Brönnimann & Conrad und zahlreichen anderen Faunen- und Florenelementen nachgewiesen. Diese Urgonfazies ist zusammen mit Fluxoturbiditen Peliten des Ober-Barrême allodapisch eingelagert.

Urgonfazies war in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen bisher unbekannt. Sie weist auf einen ehemaligen Schwellenbereich hin, der heute erosiv entfernt bzw. tektonisch verhüllt ist.

Gerölle von Urgonkalken sind seit wenigen Jahren aus Priabon-Konglomeraten von Oberaudorf und aus dem Kohlenbach SW Kossen (Tirol) bekannt. In jüngster Zeit konnten entsprechende Geröllfunde im Cenoman von Niederndorf und in Basalkonglomeraten der Gosau von Sebi (Unterinntal, Tirol) gemacht werden. Diese Urgonkalke auf sekundärer Lagerstätte sind kalkalpiner Herkunft und konnen nicht aus dem Unterostalpin bzw. Süd- und Mittelpenninikum, also aus einem Randgebiet zwischen Oberostalpin und Rhenodanubischer Flyschzone, bezogen werden.

Das alpine Orogen war zu keiner Zeit vom Schutt eines benachbarten Gebirges sedimentär verhüllt. Lediglich die Tiefseerinne der kalkalpinen Randzone (Losensteiner Schichten, Tratenbach-Schichten) enthält Abtragungsprodukte eines nördlich gelegenen Gebirges.

Im zweiten Teil der Arbeit wird auf eine Schichtunterbrechung an der Wende Oberapt–Unteralb (Tannheimer Schichten) im Bereich der Kalkalpinen Randschuppe SW Bad Wiessee (Tegernseer Berge) aufmerksam gemacht.

Abstract

On the Northern flank of the Thiersee Syncline, SE of Landl (Tyrol), biointrasparitic limestones were recognized carrying *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Melathrokerion valserinensis* Brönnimann & Conrad and numerous other organic remains. This Urgon facies was carried as an allodapic limestone by fluxoturbiditic currents into pelites of Upper Barremian age.

The Urgon facies was hitherto unknown in the Lower Cretaceous series of the Northern Li-

*) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

mestone Alps. It suggests the existence of an ancient swale region which had been eroded away or which was tectonically covered by thrust sheets.

Pebbles of Urgon limestones have been found in the Priabonian conglomerate of Oberaudorf (Bavaria) and in the Kohlenbach section SW of Kössen (Tyrol) a few years ago. More recently corresponding pebbles were recognized in the Cenomanian beds of Niederndorf and in the basal conglomerates of the Gosau beds near Sebi (Lower Inn Valley, Tyrol). These reworked Urgon limestones are of Oberostalpin origin. They cannot be derived from the Unterostalpin resp. the Southern- and Central Pennines, marginal zones between Oberostalpin and the Rhenodanubic Flysch zone.

At no time the alpine orogen was hidden by a sedimentary cover of the debris of a neighbouring mountain. Only the deep sea furrow of the Marginal Limestone Alps (Losenstein beds, Tratenbach beds) carries the erosional relicts of a more northern mountain.

In the second chapter attention is drawn to a hiatus at the boundary of Upper Aptian to Lower Albian (Tannheim beds) within the Marginal Limestone Alps SW of Bad Wiessee (Tegernsee Mountains). This unit corresponds with the „Kalkalpine Randschuppe".

Inhalt

1. Vorwort 118
2. Urgonkalke des Ober-Barrême in der Thierseer Mulde 119
   2.1 Zur Fundgeschichte 119
   2.2 Lithologie und Mikrofazies der Urgonkalke 120
   2.3 Palaeogeographische Folgerungen 124
      2.3.1 Urgonkalke als Gerölle in kalkalpinen Konglomeraten 124
      2.3.2 Zur Annahme einer Urgonschwelle 126
      2.3.3 Das Süd- und Mittelpenninikum als Schuttspender 127
3. Eine Aufarbeitungslage in den Tannheimer Schichten (Oberapt–Unteralb) im Zeiselbach SW Bad Wiessee 129
Schriftenverzeichnis 130

1. Vorwort

Die Unterkreide war eine Zeit des Umbruchs. Die ungeheure Weite und Tiefe des Meers der Aptychen-Schichten wurde von Stufe zu Stufe immer mehr von Einengung und Hebung des Meeresbodens bedroht. Raumverzehrende Vorgänge beendeten die Ausdehnung der Ozeane und führten zu ersten Deckenstapelungen. Mit diesen Ereignissen begann die eigentliche Orogenese der Alpen: Aus einem raumlichen Nebeneinander wurde ein räumliches Übereinander. Diese Umkehr der geodynamischen Verhältnisse bewirkte im Zusammenspiel mit gewaltigen Abtragungen und Umschichtungen von Gesteinen ein sehr verwirrendes Oberflächenbild, dessen Konturen schon heute deutlich sichtbar sind. Dennoch erscheint es als reizvolle, ja dringende Aufgabe, dieses Bild mit Hilfe mikrofazieller Arbeitsmethoden noch weiter auszumalen und ihm einige Standlichter aufzusetzen.

Für die Durchführung der technischen Arbeiten dankt der Verfasser den Herren K. Dossow (Zeichnungen), G. Fuchs (Dünnschliffe) und F. Hock (Photos). Herr P. Veit unterstützte die Arbeiten im Gelände. Frau M. Schröder besorgte die Reinschrift des Manuskriptes. Auch dafür sei herzlich gedankt. Dankbar sei ferner das Interesse vermerkt, das die Herren Dr. L. Happel, Prof. Dr. D. Herm und Dr. H. Immel, alle München, dem Entstehen der vorliegenden Arbeit entgegenbrachten.

2. Urgonkalke des Ober-Barrême in der Thierseer Mulde

2.1 Zur Fundgeschichte

Am 17. 3. 1982 wurde im Rahmen einer Vorexkursion für das Kreide-Symposium in München (Juni 1982) das Unterkreide-Profil entlang der Straße Landl–Hinterthiersee oberhalb des Glemmbachs zusammen mit den Herren Prof. Dr. D. Herm, Dr. R. Forster und Dr. H. Immel begangen. Dabei entdeckte der Verfasser an einem Steilhang, der zu einem östlichen Zufluß des Glemmbachs abfällt, feinspätige Gesteine, die an die Urgonfazies des Schrattenkalks des Helvetikums erinnerten (Abb. 1). Da bereits mit der Lupe Orbitolinen erkannt werden konnten, wurde diesem Vorkommen größere Beachtung geschenkt.

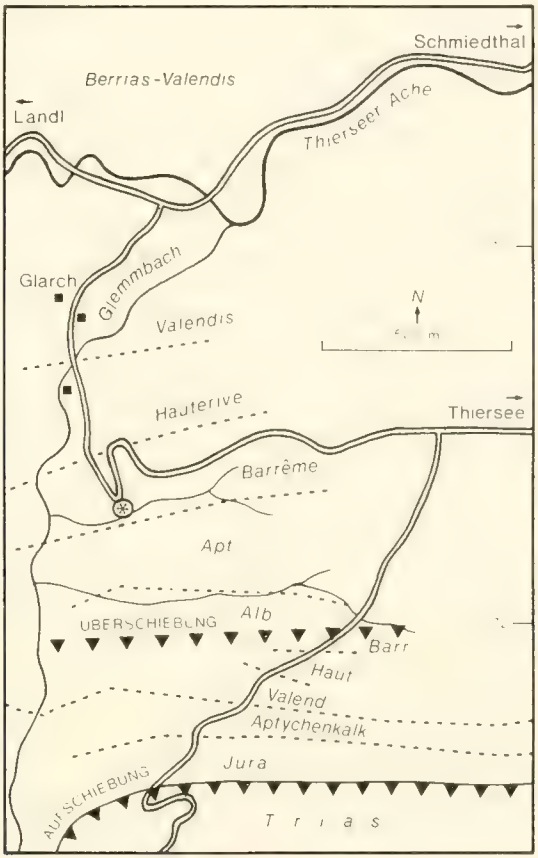


Abb. 1: Geologisch-topographische Fundortskizze der Urgonkalke (nach Wilmers 1971, Taf. 14).

Die Thierseer Mulde wurde in jüngerer Zeit von Diplomanden und Doktoranden des Instituts für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin unter Leitung von Prof. Dr. W. Zeil neu bearbeitet. Der Bereich des Glemmbachs liegt im Kartierungsgebiet von Wilmers, der diese Gesteine offensichtlich übersah (1971, S. 31–36). Auch in den zusammenfassenden Arbeiten von Schütz (1975, S. 109 usf.), Nagel et al. (1976, Abb. 2 auf S. 539) und Zeil &

NAGEL (1978, S. 103–104) sind keine Hinweise auf Fossilschuttkalke im Bereich der Neokom-Mergel enthalten. Lediglich SCHLATZ (1973, S. 30) bemerkte in der Unterkreide der Thiersee- und Karwendel-Mulde feinklastische Schuttungen „aus Kalksand neritischer Herkunft", machte darüber allerdings keine näheren Angaben.

Nach WILMERS (1971, Taf. 14) ist die Fundschicht der neuentdeckten Urgonkalke in den höheren Teil des Barrême, nahe der Grenze zum Apt, einzustufen. In den im Profil folgenden Mergeln und Kalkmergeln bzw. Mergelkalken wurden bei eigenen Begehungen Ammoniten, Belemniten und Terebrateln gefunden. Nach einer mündlichen Mitteilung von Dr. H. IMMEL wird das Barrême-Alter der untersuchten Schichtfolge durch die nicht seltene Art *Barremites difficilis* (D'ORB.) gestützt[1]).

Urgonkalke waren bisher aus den Nördlichen Kalkalpen nicht bekannt (z. B. TOLLMANN 1976, S. 386; HERM 1979, S. 97). Das Inventar des kalkalpinen Mesozoikums kann demnach durch diesen Fund um ein völlig neues Schichtglied bereichert werden.

2.2 Lithologie und Mikrofazies der Urgonkalke

Die Fundstelle der Urgonkalke liegt im Nordflügel der Thierseer Mulde und damit im Südteil der Lechtal-Decke. Die Kreideschichten sind steil aufgerichtet und fallen mehr oder weniger hangparallel nach Süden ein. Durch diese Art der Lagerung wurde der Verband der einzelnen Schichtglieder weitgehend gelöst, zumal der Tonreichtum der Begleitgesteine Rutschungen begünstigte. Die Urgonkalke liegen daher in Form einzelner größerer Blöcke vor, die aus dem Waldboden herausragen, der zudem von einer dicken Laubschicht bedeckt ist. Einige Brocken lassen an zerbrochene Kalkbänke denken. Andere Blöcke erinnern mehr an isolierte Schollen, zumal sie meist ganzseitig angewittert sind. Obwohl die Aufschlußverhältnisse aus den genannten Gründen nicht sehr günstig sind, schließt doch die Häufigkeit der Fundstücke einen auch nur kurzen glazialen Transportweg aus[2]).

Einige wenige Blöcke wurden zum Zweck einer eingehenderen Untersuchung geborgen. Eine senkrecht zur Schichtung zerklüftete „Kalkbank", der einzelne kleinere Mergelfetzen eingelagert sind, weist eine Dicke von 11 cm auf. Seine Breite beträgt 15 cm. Ein anderer Block, der an einer Seite von einer Kalzitkluft begrenzt wird, mißt in der Höhe 13,5 cm. Er besteht aus einem mittelkörnigen Fossilschuttkalk, dessen frischer Kern bläulichgrau erscheint, während seine Verwitterungsrinde gelblichgrau bis bräunlich gefärbt ist. Im oberen Drittel dieser „Bank" sind zahlreiche ausgewalzte Mergelgerölle eingeschlossen. Außerdem wurden Rollstücke eines feinerkörnigen Schuttkalks festgestellt, die eine Länge von 3,5 cm und eine Höhe von 1,6 cm erreichen.

In Dünnschliffen (z. B. Taf. 13, Bild 1) erweisen sich die Fossilschuttkalke als Biointrasparite. Die Grundmasse ist sparitisch bis mikrosparitisch ausgebildet und erscheint stellenweise pelitisch getrübt. In ihr schwimmen vereinzelt kleinere Quarzsplitter. Ferner wurden zahlreiche rotbraune Körner von Chromspinell beobachtet. Seltener sind gelblichgrüne Blätt-

---

[1]) Auf der Exkursion C des Kreide-Symposiums wurde am 6. 6. 1982 am nördlichen Bachrand *Silesites seranonis* (D'ORB.), ein Leitfossil für Ober-Barrême, gefunden (det. H. IMMEL). – In Abb. 1 wurde die Grenze Barrême/Apt gegenüber WILMERS (1971) etwas weiter nach Süden verlegt.

[2]) Herr Dr. R. GAUPP machte den Verfasser auf eine weitere Fundstelle resedimentierter Unterkreide im Bereich des östlichen Zuflusses des Glemmbachs aufmerksam. Ungefähr 250 m bachaufwärts stehen im Bachbett konglomeratartige Bildungen an, die den Eindruck einer Rinnenfüllung vermitteln. Sie stehen mit Fluxoturbiditen und Peliten in einem stratigraphischen Kontakt. Die Gerölle erwiesen sich im Dünnschliff wiederum als Biointrasparite mit *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) und anderen Faunen- und Florenelementen der Urgonfazies. Eine eingehende Bearbeitung dieses Vorkommens ist vorgesehen.

chen eines Chlorit-ähnlichen Minerals. Glaukonit tritt nur sehr untergeordnet auf. Pyrit dient gelegentlich als Imprägnationsmittel einzelner Komponenten.

Intraklasten sind außerordentlich häufig. Neben den bereits erwähnten Mergelfetzen wurden vor allem Bröckchen von Seichtwassergesteinen angetroffen, die teilweise noch Reste von Gerüstbildnern wie Korallen und *Bacinella irregularis* Rad. erkennen lassen. Andere resedimentierte Komponenten sind als Peloidkalke ausgebildet, die häufig Kleinforaminiferen einschließen. Daneben treten auch mikritische oder nahezu sparitische Gemengteile auf. Die meisten Intraklasten sind von einem mehr oder weniger dicken Mikritsaum umgeben. Seltene Funde von Spiculiten können hingegen als Extraklasten bezeichnet werden. Dazu gesellen sich vereinzelt Ooide.

Die Bioklasten verteilen sich auf Klein- und Großforaminiferen, Reste von Metazoen und Algen. Die Kleinforaminiferen gehören den Familien Lituolidae, Textulariidae, Ataxophragmiidae, Placopsilinidae, Miliolidae und Nodosariidae an. Die wichtigste Gattung ist *Melathrokerion* aus der erstgenannten Familie.

Gehäuse von *Melathrokerion valserinensis* Bronnimann & Conrad (1966) wurden zwar nur sehr selten angetroffen, doch ist diese zuerst aus dem Ober-Barrême W Genf beschriebene Art für die Urgonfazies bezeichnend (vgl. hierzu Chironov et al. 1980, S. 76). Das typische Merkmal der Gattung *Melathrokerion* (wörtlich „Bienenwabendach"), nämlich die pseudoalveoläre Struktur vor allem des Kammerdachs, konnte auch an den vorliegenden Gehäusen erkannt werden. In Medianschnitten (Taf. 14, Bild 3) kommt ferner die areale Mündung gut zum Ausdruck.

Die Orbitolinen sind gewohnlich stark abgerollt, so daß die frühontogenetischen Stadien dieser Großforaminiferen meist zerstört sind. Der größte Teil der Gehäuse gehort wohl der Art *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) an. Seltenere Schnitte (Taf. 14, Bild 2) lassen sich hingegen auf *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder & Conrad (1968, Taf. 2, Bild 2,6) beziehen. Ferner konnten Reste der Gattungen *Orbitolinopsis* und *Paleodictyoconus* beobachtet werden. In der Reticularzone der Orbitolinen wurde neben Quarz auch Chromspinell agglutiniert. Außerdem sind in ihr nicht selten verkalkte Schwammspiculae und Rhaxen enthalten, die wohl aus dem Hauterive umgelagert wurden (eigene Beobachtungen; Spiculite des Hauterives fanden bei Wilmers 1971 keine Erwähnung).

An Metazoen wurden Bruchstücke von Korallen, Bryozoen, Röhren von *Serpula,* Terebrateln, Muscheln, Schnecken, Ostracoden, Crustaceen und Echinodermen nachgewiesen.

Detritus von Rotalgen (Corallinaceen) gehört zu den selteneren Gemengteilen. Daneben kommen noch Reste von Grünalgen vor. U. a. wurde auch die Gattung *Neomeris* erkannt.

Die Beschreibung des Faunen- und Floreninhalts der Urgonkalke wurde deshalb kurzgehalten, weil Herr Prof. Dr. R. Schroeder, Frankfurt a. M., der unlängst den Schrattenkalk des Helvetikums an der Bayer-Säg westlich des Tegernsees mikropaläontologisch bearbeitete (1981), eine eingehende Darstellung dieses Vorkommens beabsichtigt (briefliche Mitteilung).

In enger Nachbarschaft zu den Urgonkalken wurde ein etwas abweichender Gesteinstyp aufgesammelt. Es handelt sich hierbei um fein- bis mittelkörnige Kalkturbidite, die den Peliten des Ober-Barrême bankartig eingeschaltet erscheinen. Sie setzen sich aus denselben Komponenten wie die Biointrasparite zusammen. Allerdings tritt in ihnen die Grundmasse stärker zurück, sie erscheint pelitreicher und ist mit feinem Fossilschutt durchsetzt. Ferner zeigt sich das gelblichgrüne Chlorit-ähnliche Mineral stärker angereichert. Insgesamt erscheint die Kornbindung dichter, die Komponenten sind nicht sortiert und lassen fast eine wirre Lagerung erkennen.

Dieses Gestein ist zweifellos durch „grain flow" entstanden. Während die Urgonkalke auf dem Schelf „in situ" abgelagert wurden, glitten die Litho- und Bioklasten der Kalkturbidite, noch ohne Zementbindung, an einer Böschung in tiefere Meeresgründe hinab. Da Suspensions-

strome („Turbidity Currents") bei ihrem Transport wohl keine große Rolle spielten, ist das vorliegende Gestein als Fluxoturbidit zu bezeichnen. Ein entsprechender Gesteinstyp wurde von SCHLAGER & SCHLAGER (1973, S. 73–74) am Beispiel der Tauglboden-Schichten (tieferer Malm) aus dem Land Salzburg aufgezeigt.

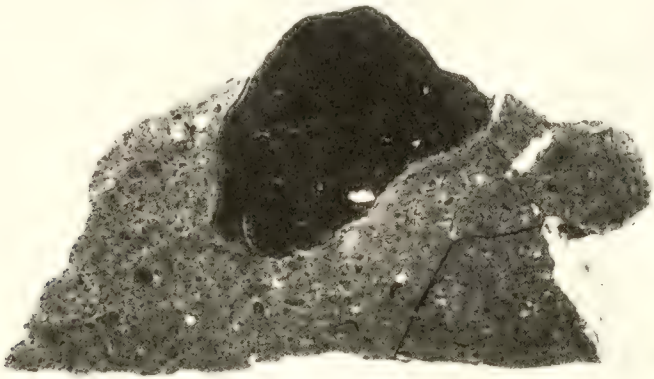


Abb. 2: Geroll eines feinkörnigen Biointrasparits in Fluxoturbidit. Östlicher Zufluß des Glemmbachs SE Landl, Thierseer Mulde. Natürliche Größe.

Eine Verbindung zwischen den Urgonkalken und den Fluxoturbiditen wird durch Gerölle von Biointraspariten in Kalkturbiditen hergestellt. Eines dieser Gerölle weist die Maße 4×2,5 cm auf (Abb. 2). Sein Rundungsgrad ist mäßig, sein Transportweg war sicher nicht weit. Die Fluxoturbidite sind außerdem erfüllt von Intraklasten, die wie jene des Urgonkalks häufig einen Mikritsaum tragen. Diese lithologischen Übereinstimmungen legen die Vermutung nahe, daß der Kornerbrei der Fluxoturbidite als Gleitmittel diente, auf dem die vom Schelfrand durch Wellenschlag losgelosten Urgonkalke als schwach verfestigte Schollen oder Bankteile in die Tiefe glitten (Abb. 3). Die Altersunterschiede zwischen beiden Gesteinsarten sind wohl zu vernachlässigen, da *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) auch in den Fluxoturbiditen in großer Zahl auftritt.

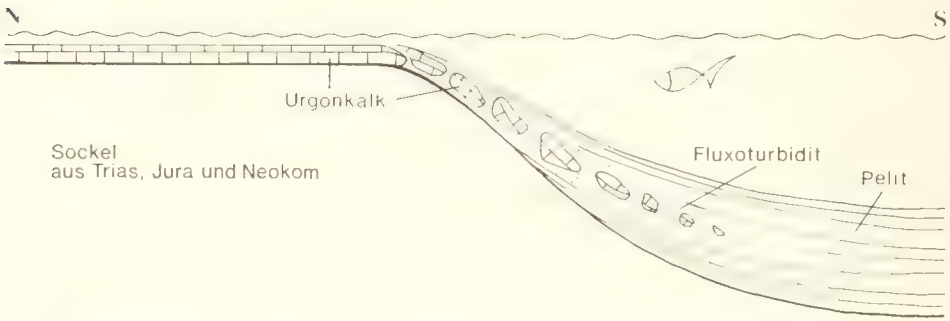


Abb. 3: Palaeogeographische Skizze des Nordflügels der Thierseer Mulde und ihrer nordlichen Umrahmung zur Zeit des Ober-Barrême. Nicht maßstabsgetreu.

Zusammenfassend kann daher festgehalten werden, daß sowohl die Urgonkalke als auch die Fluxoturbidite als allodapische Einlagerungen in die Tiefwasser-Pelite des Ober-Barrême zu deuten sind.

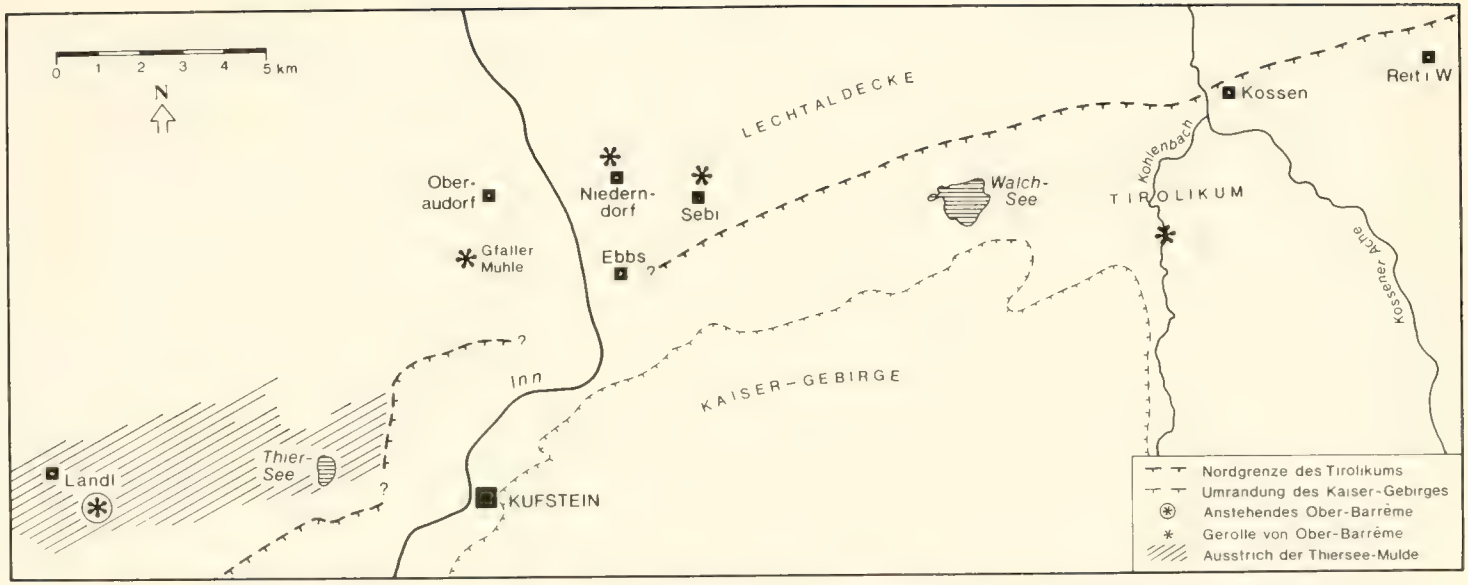


Abb. 4: Geologisch-topographische Fundortskizze der Urgonkalke SE Landl (Stern mit Kreis) und der Geröllvorkommen (Stern).

2.3 Paläogeographische Folgerungen

2.3.1 Urgonkalke als Gerölle in kalkalpinen Konglomeraten

Vor einigen Jahren entdeckte Dr. E. Ott, TUM Garching, in Konglomeraten des Kohlenbachs SW Kössen (Tirol) die ersten Gerölle von Urgonkalken. Sein Schüler Altersmeier wertete diese Funde in den Jahren 1976–1980 aus. Neben weiteren Vorkommen im Raum von Kössen bezog er auch die altbekannte Lokalität Oberaudorf in seine Untersuchungen mit ein. Seine Dissertation (1981) bereicherte das Schrifttum vor allem durch gewagte Spekulationen.

Kohlenbach. – Im Bereich des Elektrizitätswerkes stehen teilweise sehr grobstrukturierte Konglomerate an, deren Faziescharakter limnofluviatil ist. Sie bilden das Liegende der oligozänen Häringer Schichten, die mit marinen Ablagerungen einsetzen. Die Korallen und Mollusken dieser Basisschichten waren lange Zeit begehrte Sammelobjekte. Die liegenden Konglomerate konnen im Vergleich mit Oberaudorf in das Priabon eingestuft werden (vgl. hierzu Altersmeier 1981, S. 3, 7–8). Im tieferen Oligozän setzte ein Umschwung in der Gerollzufuhr ein. Die gesamte Schichtfolge, die mit den gleichfalls limnofluviatilen Angerberg-Schichten endet, liegt auf dem Mesozoikum des Tirolikums.

Der Anteil an Urgongeröllen am Aufbau der obereozänen Konglomerate liegt in drei verschiedenen Proben bei 12, 72 und 32% (Altersmeier 1981, Tab. 13). Sie werden an Häufigkeit teilweise nur von Malm-Geröllen übertroffen, die überwiegend in Seichtwasserfazies ausgebildet sind. Die Schüttungen erscheinen daher sehr eintonig. Zusammen mit den meist recht beträchtlichen Korngroßen der Gerolle lassen sie auf ein nahe gelegenes Liefergebiet schließen.

Oberaudorf. – Die teils marinen, teils nichtmarinen Oberaudorfer Schichten (Hagn 1960, S. 150) enthalten vor allem in ihren jüngsten Anteilen grobe, limnofluviatile Konglomerate. Die marinen Einschaltungen in diese Schichtfolge, die u. a. *Nummulites fabiani* (Prever) enthalten, spielten in jüngster Zeit vor allem im Zusammenhang mit der ältesten Molasse im Chiemgau (Katzenloch-Schichten) eine wesentliche Rolle (Hagn 1978, S. 224–225). Altersmeier (1981, S. 13) beprobte sowohl die marin beeinflußten Basiskonglomerate als auch die limnofluviatile Hangendserie in der Nähe der Gtaller Mühle. Urgonkalke sind am Aufbau der Konglomerate mit 11, 24 und 15% beteiligt (l. c., Tab. 13). Ein Massenvorkommen von allochthoner Unterkreide wurde demnach an dieser Lokalität, die im Südteil der Lechtal-Decke liegt, nicht beobachtet. Litorale Malmkalke sind im allgemeinen ebenfalls seltener als in den Konglomeraten des Kohlenbachs.

Auf der bereits erwähnten Vorexkursion für das Kreide-Symposium in München (S. 119) wurden zwei weitere Vorkommen von Urgonkalkgerollen in kalkalpinen Konglomeraten entdeckt (Abb. 4). Es handelt sich um die Lokalitäten Niederndorf und Sebi. Beide sind im Südteil der Lechtal-Decke beheimatet. Das Gebiet wurde zuletzt von Gessner (1961) kartiert.

Höhen-Berg N Niederndorf (Tirol). – In der Basisserie des Cenomans (Branderfleck-Schichten) treten Rosinensandsteine auf, die Gerölle der Trias, des Jura und der Unterkreide enthalten. Zum Neokom sind Rollsteine von Radiolarien-Mikriten (Berrias-Valendis) und von grünlichgrauen mergeligen Spiculiten (Hauterive) zu stellen. Dazu gesellen sich helle Fossilschuttkalke, die sich im Dünnschliff als Biointrasparite vom Typus Thiersee entpuppten. Sie können daher gleichfalls in das Ober-Barrême eingestuft werden. Das größte Geroll mißt 2×3 cm. Die Bioklasten verteilen sich auf Orbitolinen, *Trocholina friburgensis* (Guillaume & Reichel) (Taf. 14, Bild 4), Korallen und andere Metazoenreste. An Algen sind vor allem *Ethelia alba* (Pfender) und Dasycladaceen zu nennen. Auch diese Urgonkalke sind reich an Chromspinell.

Sebi E Niederndorf (Tirol). – In den Basalkonglomeraten der tieferen Gosau (Coniac), die am Osthang des Atmosbachs aufgeschlossen sind, wurden gleichfalls Seichtwassergesteine

der Unterkreide in Form von Gerollen angetroffen[3]). Sie liegen allerdings in einer etwas lithoklastreicheren Ausbildung vor. Dieselbe Spielart wurde aber auch in den Konglomeraten von Oberaudorf und des Kohlenbachs beobachtet. Die Gerölle sind wiederum als Biointrasparite anzusprechen. Die Intraklasten tragen haufig, wie in allen bisher angeführten Vorkommen, Mikritsäume. Gerüstbildner wie *Bacinella irregularis* Rad. wurden wiederholt beobachtet. Als Begleitgerolle treten vor allem Malm-Komponenten auf, die sich unter dem Mikroskop als Filamentkalke mit Globuligerinen (= Protoglobigerinen der älteren Literatur) erwiesen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Gerölle von Urgonkalken aller genannten Vorkommen mit den Biointraspariten des Ostteils der Thierseer Mulde eine bis in fast alle Einzelheiten gehende Übereinstimmung aufweisen. Lediglich die Gerölle von Sebi sind reicher an Gesteinsschutt. Auch die Orbitolinenfauna ist von Geröll zu Geröll nicht zu unterscheiden. *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) stellt hierbei die haufigste Art. Ihre Reticularzone enthalt in allen Vorkommen immer wieder dieselben Spiculae und Schwammrhaxen, die wohl aus dem Hauterive stammen. Es liegt daher nahe, die Gerölle von Oberaudorf, Niederndorf, Sebi und aus dem Kohlenbach in das Ober-Barrême einzustufen und sie von ein und demselben Liefergebiet abzuleiten. Es ist dies die Thierseer Kreidemulde mitsamt der ihr vorgelagerten Schwelle, die auch östlich des Inn, wenn auch tektonisch stark unterdrückt, ihre Fortsetzung findet (Lindenberg 1962, S. 102).

Daraus ist zu schließen, daß die Schuttung der Urgonkalke im Bereich des Unterinntals aus südlichen Richtungen erfolgte (Hagn 1981 b, S. 34). Da die Konglomerate des Kohlenbachs bereits auf dem Tirolikum, also im Suden der ostlichen Fortsetzung der Thierseer Mulde liegen, müssen ihre Gerölle aus dem Norden zugeführt worden sein (vgl. hierzu Altersmeier 1981, S. 60). Der Einwand, N Kossen stünden heute keine Urgonkalke an, kann nicht gelten. Es ist nämlich ins Kalkul zu ziehen, daß noch nach dem Priabon im alpinen Orogen bedeutende tektonische Ereignisse („tertiare Nachbewegungen") statttanden, durch welche die östlichen Äquivalente der Thierseer Mulde zu ihrer heutigen Form verstümmelt wurden. Man denke nur an die späte Hebung und randliche Aufschiebung des Kaisergebirges, Vorgänge, die eine gewaltige Raumverengung in nordostlicher Richtung bewirkten. Dabei wurden die Äquivalente der Thierseer Mulde und ihre nordliche Umrahmung ausgequetscht und der Abtragung preisgegeben. Immerhin reicht die Schichtfolge in diesem Raum, wenn auch nur in kümmerlichen Resten, bis an die Wende Alb/Cenoman (Lindenberg 1962, S. 29–30).

In diesem Zusammenhang ist freilich zu überlegen, ob nicht auch Kreidemulden im Bereich des Tirolikums, wie z. B. die Unkener Mulde bei Lofer, also im Südosten, ähnlichen Schutt geliefert haben könnten. In der zuletztgenannten tektonischen Einheit treten ebenfalls Spiculite des Hauterive auf, die ähnlich den Roßfeld Schichten Chromspinell enthalten. Nach Bogli (1971, S. 10) kann jedenfalls vermutet werden, daß die Sedimentation in dieser Mulde bis in die höhere Unterkreide andauerte.

Im Gegensatz zu diesen Befunden gelangte Altersmeier (1981, S. 58 usf.) fur die Lokalitäten Oberaudorf und Kohlenbach zu völlig anderen Schlußfolgerungen. Er postulierte im Obereozän am Nordrand der Nordlichen Kalkalpen ein süd- bis mittelpenninisches „Stauwulst"-Gebirge, das u. a. litoralen Malm („Sulzfluhkalk") und die Urgongerölle als Abtragungsschutt lieferte. Der Transport erfolgte auf dem Landweg, die Förderweite betrug mindestens 15 bis

[3]) Inzwischen wurden zahlreiche weitere Komponenten aus den Blockbrekzien und Konglomeraten der Unteren Gosau von Sebi (Aufschlüsse oberhalb des Atmos-Bachs) in Dünnschliffen untersucht. Die lithoklastreichen Schuttkalke treten im Gefolge von Oberer Trias (u. a. Involutinen-Biomikrite), Lias, Oberem Dogger und Malm auf. Sie erreichen teilweise betrachtliche Ausmaße. Ihre kalkigen und kieseligen Lithoklasten stammen überwiegend aus Trias und Jura. Hinweise auf umgelagerte Unterkreide sind hingegen spärlich. Da diese Gesteine *Dictyopsella* und Bruchstücke von Rudisten-Schalen enthalten, sind sie als resedimentierte Untere Gosau zu betrachten und damit in das (tiefere) Coniac zu stellen. Auch dieser Befund laßt aut umfangreiche Materialumschichtungen in kretazischer Zeit schließen.

20 km, und die Schüttung war von Nord nach Süd gerichtet. Dieselbe Ansicht wurde bereits ein Jahr früher von Ott (1980) vorgetragen. Das Alter der Urgonkalke wurde mit Oberapt angegeben (Allersmeier 1981, S. 36). Diese Altersbestimmung, die stark angezweifelt werden muß, stützt sich auf Fossilbestimmungen von I. Gušić.

Aus alledem erhellt, daß die „Modellvorstellung" Allersmeiers (1981, S. 64) durch den Nachweis von Urgonkalken in der Thierseer Kreidemulde hinfällig geworden ist. Die Urgongerölle sind unzweifelhaft kalkalpiner Herkunft. Auf weitere Argumente dieses Autors wird in einem späteren Abschnitt der vorliegenden Arbeit eingegangen.

2.3.2 Zur Annahme einer Urgonschwelle

Es wurde gezeigt, daß die Urgonkalke und Fluxoturbidite des Ostteils der Thierseer Mulde allodapische Einschaltungen in Tiefwasserpelite des Ober-Barrême darstellen (Abb. 3). Es gilt nun, Kriterien für eine Rekonstruktion des oder der Liefergebiete zu finden.

Für die Zeit des höheren Malm und der tieferen Unterkreide gibt es genügend Hinweise auf die Zufuhr von Seichtwassergesteinen aus Hochzonen, welche die wohl schon synsedimentär angelegte Thierseer Mulde randlich säumten. So berichtete Wilmers (1971, S. 17) über allodapische Kalke („Pseudoolithe") des höheren Malm im Südflügel der östlichen Thierseer Mulde und zog einen Vergleich mit den Barmsteinkalken von St. Koloman im Salzburger Land. Schütz (1975) gelang der Nachweis „massige(r) Resedimente" in den Mittleren Aptychen-Schichten der Thierseer und der Karwendel-Mulde, die teilweise als Biointrasparite mit *Clypeina jurassica* Favre ausgebildet sind (l. c., Abb. 4, Tab. 1). Nach Nagel et al. (1976, S. 544–545) wurde diese „Senke" im „Tithon und Berriasien mit Resedimenten aus Hochgebieten im Süden und Norden aufgefüllt". Das Ausmaß der Umlagerungen war im Westen (Karwendel-Mulde) größer als im Osten (Thiersee-Mulde). Zeil & Nagel (1978, S. 103) erwähnten schließlich „episodic debris flows and turbidites (clastic sediments)" als Einlagerungen in Biancone-Kalken, einem Schichtglied der Aptychen-Schichten.

Nagel et al. (1976, S. 556) gelangten allerdings zu der Ansicht, daß bereits im Berrias, also in der tiefsten Unterkreide, „das Relief weitgehend ausgeglichen" war. Die Funde von Urgonkalken beweisen aber, daß submarine Schwellen, auf denen neritische Kalke abgelagert wurden, bis mindestens an die Wende Barrême/Apt bestanden.

Spätestens zu Beginn der Oberkreide, wohl durch die Austrische Phase ausgelöst, setzten gewaltige Abtragungsvorgänge ein, denen die unterkretazischen Hüllschichten als erste zum Opfer fielen. Die Urgonkalkgerölle des Cenomans von Niederndorf legen hierfür ein beredtes Zeugnis ab. Daß ein verschwindend kleiner Teil der neritischen Orbitolinenkalke überhaupt erhalten geblieben ist, verdanken wir nur der allodapischen Verfrachtung in Pelite der tieferen Beckenteile. Was im Schutz einer heute stark deformierten Mulde auf uns gekommen ist, sind nur die schmächtigen randlichen Ausläufer einer einst weitverbreiteten Sedimentdecke.

Die im vorangegangenen Abschnitt angeführten Vorkommen von Urgonkalken in kalkalpinen Konglomeraten lassen an durchaus ansehnliche Ausmaße dieser schuttspendenden Hochgebiete denken. Neben einer gewissen Breite ist vor allem eine bedeutende Ost-West-Erstreckung anzunehmen, denn Urgonkalke könnten z. B. auch an den Rändern der Karwendelmulde abgelagert worden sein. Vorläufige Beobachtungen an feinkörnigen Konglomeraten des Cenomans (Branderfleck-Schichten an der Typlokalität, Roßstein-Almen, Märchenwald bei Ruhpolding) lassen umgelagerte Urgonkalke auch in diesen Gesteinen vermuten. Allerdings sind von den genannten Vorkommen noch größere Gerölle vonnöten, um in ihnen die für Urgon bezeichnenden Mikrofossilien nachweisen zu können. Kleinere Körner dieser Seichtwassergesteine konnten leicht mit Riffschuttkalken der Obertrias oder mit litoralem Malm verwechselt werden. Es wird eine reizvolle Aufgabe sein, diesem in alle Richtungen verstreuten Schutt der

Urgonschwelle(n) in den grobklastischen Bildungen der Kalkalpen und auch des Vorlandes nachzuspüren.

Da die Urgonkalke im Raum SE Landl im Nordflügel der Thierseer Mulde auftreten, kann zunächst an eine Schwelle in ihrer nördlichen Umrahmung gedacht werden (Abb. 3). Es ist nicht auszuschließen, daß ein derartiges Hochgebiet, zumal es über weite Erstreckung hin nachzuweisen ist, bereits sehr früh angelegt wurde. In diesem Zusammenhang sei mit allem Vorbehalt an den Wamberger Sattel im Norden der Thierseer Mulde gedacht, zumal er sich auch östlich des Inn nachweisen läßt (u. a. LINDENBERG 1962, S. 102).

Für ein südliches Liefergebiet spräche allerdings das reichliche Auftreten von Chromspinell sowie des Chlorit-ähnlichen Minerals, das sicher nicht als Neubildung, sondern als klastische Einstreuung zu deuten ist. Darauf wird im nächsten Abschnitt noch zurückzukommen sein.

Auf der Suche nach Vergleichsmöglichkeiten in sedimentologischer und paläogeographischer Hinsicht bietet sich im übrigen das bayerische Helvetikum an. Im Rohrdorfer Bruch (Unterinntal) sind faziell entsprechende Gesteine in riesigen Arealen aufgeschlossen (HAGN et al. 1981, S. 74–78). Hier hat die Schwelle sogar schon ihren Namen; sie wird Intrahelvetische Schwelle genannt. Gesteine aus dem unmittelbaren Schwellenbereich sind Riffkalke, teilweise mit Korallen und Rhodolithen (Algenknollen) sowie Riffschuttkalke. Sie entsprechen der Urgonfazies, auch wenn sie obereozänen Alters sind. Den Fluxoturbiditen des Ober-Barrême vergleichbar sind grob- bis feinkörnige Corallinaceen-Schuttkalke, die sich im Becken mit Stockletten (Peliten mit reichlich Globigerinen) verzahnen. Auch diese Schwellenkalke sind heute nur mehr von wenigen Stellen bekannt (z. B. Salinenbruch bei Schöneck SE Siegsdorf, Rohrdorfer Bruch bei Neubeuern am Inn, Bocksleiten bei Bad Tölz). Alle übrigen Vorkommen sind längst vom Flysch überfahren oder wurden inzwischen abgetragen. Die Konglomerate der Oberen Süßwassermolasse und die quartären Schotterfluren enthalten zahlreiche Gerölle des „Granitmarmors" und seiner Varietäten, die noch heute auf die Untiefen der Intrahelvetischen Schwelle schließen lassen.

2.3.3 Das Süd- und Mittelpenninikum als Schuttspender

Es ist in der modernen Literatur geradezu zur Mode geworden, unterostalpinen bzw. süd- und mittelpenninischen Schutt hier und dort nachzuweisen. Schuld daran sind plattentektonische Modellvorstellungen (z. B. DIETRICH & FRANZ 1976 a und b), die den Ultrabasiten als Zeugen der durch eine Subduktion an der Wende Unter- zu Oberkreide hochgeschürften ozeanischen Kruste eine zu große Bedeutung beimaßen. Der Grenzbereich Oberostalpin/Flysch steht daher heute im unmittelbaren Brennpunkt des Interesses.

Eine begriffliche Erläuterung von Unterostalpin, Süd- und Mittelpenninikum kann hier aus raumlichen Gründen nicht erfolgen. Es wird daher stellvertretend nur von Unterostalpin gesprochen (vgl. hierzu GAUPP 1980, S. 246). Die ehemals schuttliefernde Schwelle im Grenzbereich Kalkalpin/Flysch wurde früher als Rumunischer Rücken bezeichnet. Heute wird mehr der Begriff Ultrapieninischer bzw. Ultrapienidischer Rücken bevorzugt. Schließlich wurde von OTT (1980) auch die in der Schweiz beheimatete Brianconnais-Schwelle ins Gespräch gebracht. Diese nomenklatorischen Fragen spielen in der vorliegenden Arbeit keine Rolle.

Während man die „exotischen" Kristallingerölle des „Randcenomans" (heute im wesentlichen Losensteiner Schichten) schon seit langem aus einem nördlichen Liefergebiet herleitete, hielt man seine sedimentären Komponenten bis in die jüngste Zeit für kalkalpin. Es ist das große Verdienst von GAUPP (1980, S. 245–246), hier einen Wandel in der Vorstellung geschaffen und dieses Paradoxon beseitigt zu haben. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß der den kalkalpinen Decken vorgelagerte Tiefwassertrog des „Randcenomans" auch sedimentären Schutt von einem nördlich gelegenen Gebirge empfing. In ähnlicher Weise gelang es jüngst MIŠIK, JABLONSKY, MOCK & SYKORA (1981, S. 32–33), im Karpatenraum entsprechende Schüttungen aus dem

Norden aufzuzeigen. Urgonkalke in Form von Geröllen wurden ferner von Mišik & Sykora (1981, S. 92) beschrieben, wobei die Frage aufgeworfen wurde, ob nicht für bestimmte Konglomerate der Karpaten eher eine Materialzufuhr aus dem Süden in Frage käme (l. c., S. 101–102).

Dietrich & Franz (1976a, S. 94, 103–104) schossen zweifellos weit über das Ziel hinaus, als sie Chromspinell und Serpentinitgerollchen weit im Süden gelegener Gosaubecken (z. B. Brandenberger Gosau bei Rattenberg, Tirolikum) von aufgepreßter ozeanischer Kruste im Norden herleiteten. Dieser Ansicht stehen heute so viele paläogeographische Befunde entgegen, daß sie aufgegeben werden muß.

Dem Vorbild der beiden Autoren folgend suchten auch Ott (1980) und Allersmeier (1981, S. 58 usf.) den Ursprung der Malm- und Urgongerolle des Kohlenbachs und von Oberaudorf im Norden des Oberostalpins. Diese Deutung wurde von Hagn (1980) entschieden zurückgewiesen.

Es ist unbestritten, daß auf den Untiefen des Ultrapienidischen Ruckens (oder Kordilliere, wie die Karpatengeologen sagen) Urgonkalke abgelagert wurden. Ein derartiges Rollstück verdankt der Verfasser Herrn Dipl.-Geol. K. Weidich, der es im Stiedelsbach, der Typlokalität der Losensteiner Schichten, in Oberosterreich aufsammelte. Das Gestein ist allerdings sandig-feinkonglomeratisch entwickelt und entspricht petrographisch nicht ganz den Urgonkalken der Thierseer Mulde. Es ist heute erwiesen, daß Seichtwasserkalke der Unterkreide nicht nur am Nordrand der Alpen, sondern auch in einem Schwellenzug weiter im Süden zum Absatz kamen, der heute im Sudteil der Lechtal Decke gelegen ist. Jedenfalls gibt es keinen Grund, die Urgonkalkgerolle der in der vorliegenden Arbeit angefuhrten Vorkommen aus dem Unterostalpin zu beziehen.

Ott und Allersmeier stutzten sich in ihrer Beweisfuhrung ferner auf das teilweise massenhafte Auftreten von Seichtwassergesteinen des Malm im Kohlenbach und bei Oberaudorf. Hierzu ware zu bemerken, daß es im Meer der kalkalpinen Geosynklinale sowie im Penninischen Ozean mehrere Schwellen gegeben hat, so daß Gerolle von litoralem Malm paläogeographisch ziemlich wertlos sind. Darüber hinaus wurde gezeigt, daß sowohl die Thierseer als auch die Karwendelmulde genugend derartige Gesteine bergen, um zahlreiche Konglomerate damit reichlich versorgen zu konnen. Es kommt daher einer Prajudizierung gleich, jedes Geröll von Seichtwasserkalken des Oberen Jura a priori als „Sulzfluhkalk" zu bezeichnen, wie dies Ott (1980) und Allersmeier (1981, S. 27 usf.) taten.

Auch die Chromspinell-Frage, die noch bei Schnabel & Draxler (1976, S. 338–339) für die Lokalität Oberaudorf eine große Rolle spielte, ist heute in wesentlichen Punkten geklärt. Der Ablagerungsraum der Biointrasparite von Thiersee, die dieses Mineral enthalten, war vom Ultrapienidischen Rücken durch den Raum der „pelagisch, pelitische(n)" Aptychen-Schichten getrennt (Herm 1979, S. 97; vgl. hierzu Risch 1981, S. 20). Ein Schwermineral kann aber nicht ein Tiefseebecken „durchwandern" und den Gegenhang hinaufkriechen. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß Faupl & Tollmann (1979, S. 117–118) Chromspinell auch in den Roßfeld-Schichten (Unterkreide des Tirolikums) nachweisen konnten. Beide Autoren schlossen eine Herkunft vom Ultrapienidischen Rucken aus und forderten fur das Liefergebiet eine orogeninterne Position. Chromspinell wurde vom Verfasser übrigens auch in Spiculiten des Hauterive der Unkener Mulde bei Loter gefunden, die Äquivalente der Roßfeld-Schichten darstellen. Auch in diesem Fall waren die Transportwege fur eine Schüttung vom Nordrand der Alpen viel zu lang. Fazit: Es ist mit mindestens zwei Liefergebieten von Chromspinell zu rechnen. Das unterostalpine Monopol ist damit gebrochen.

Damit kann die Vorstellung eines Randwulst-Gebirges in obereozäner Zeit an der Naht zwischen Oberostalpin und Flysch endgultig aufgegeben werden. Abtragungsprodukte dieses Landgebiets sind zwar noch in den Tratenbach-Schichten (oberste Kreide – ältestes Tertiär der

Randgosau) nachzuweisen, die übrigens Gerölle echten Sulzfluhkalks enthalten. Nach Ablagerung dieser Schichten wurde das Unterostalpin tektonisch verhüllt bzw. subduziert (TRÜMPY in CARON et al. 1982, S. 165).

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß nur die Tiefseerinne des Randcenomans und der Randgosau, die den nach Norden drängenden alpinen Decken vorgelagert war, von unterostalpinen Liefergebieten mit Schutt versehen wurde. Der Ablagerungsraum der späteren Lechtal-Decke wurde hingegen von diesen Schüttungen nicht mehr berührt. Das oberostalpine Orogen versank in seinem eigenen Schutt und wurde zu keiner Zeit von den Abtragungsprodukten eines benachbarten Gebirges sedimentär verhüllt.

3. Eine Aufarbeitungslage in den Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb) im Zeiselbach SW Bad Wiessee

Im Rahmen der Bearbeitung der Jura- und Kreide-Schichten der Bohrung Vorderriß 1 wurde auch das Profil der Kalkalpinen Randschuppe im Zeiselbach SW Bad Wiessee (Tegernseer Berge) mikropaläontologisch untersucht (HAGN 1981a, S. 70). Bei den Begehungen wurden 1145 m üb. NN schlämmbare Mergel des Unteralbs entdeckt, die tektonisch an Malmkalke grenzen. Die Mergel enthalten eine reiche, wohlerhaltene Foraminiferenfauna, in der neben sand- und kalkschaligem Benthos u. a. *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) reichlich auftritt.

Während der Vorbereitungen für das 17. Europäische Mikropalaontologische Kolloquium (Westerbuchberg/Übersee 1981) wurde dieses Mergelvorkommen erneut beprobt (HAGN & RISCH 1981, S. 178–179). Es gehört zum Schichtbestand der Tannheimer Schichten, die zwischen Neokom-Aptychen-Schichten und Losensteiner Schichten vermitteln. Nach HERM (1979, S. 97) wurden die Tannheimer Schichten in einem offenen Meer abgelagert, das zumindest lokal größere Tiefen erreichte.

Zunächst wurden nur die schlammbaren Mergel berücksichtigt. Erst später wurde ihr Liegendes in Dünnschliffen untersucht. Es handelt sich um rote, ziemlich dichte Kalkpelite, die im Schliff graurosa erscheinen. Sie enthalten zahlreiche kleine Hedbergellen, seltener *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) und benthonische Gattungen und Arten. Sie können mit großer Wahrscheinlichkeit in das Oberapt eingestuft werden.

Der Kalkpelit ist nahe seiner Oberfläche von zahlreichen Bohrgangen durchsetzt, die von den dunkelroten Mergeln des Unteralbs ausgefüllt werden (Taf. 15, Bild 2). An der Grenzfläche Kalkpelit/Mergel beobachtet man ferner eine geringmächtige feinbrekziose Lage, deren Grundmasse von den roten Mergeln des Unteralbs gebildet wird. In ihr schwimmen kleine Bröckchen des Kalkpelits (Taf. 15, Bild 1). An anderen Stellen des Dünnschliffs gewinnt man den Eindruck, daß die Oberfläche des Kalkpelits korrodiert und angelost ist. Der dunkelrote Mergel führt darüber hinaus vereinzelt feine Quarzsplitter und selten kleine Glaukonitkorner. Die Mikrofauna setzt sich hauptsächlich aus Sand- und Kalkschalern zusammen. *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) wurde mehrfach beobachtet.

Schon allein diese Beobachtungen weisen auf eine geringfügige Schichtunterbrechung an der Wende Apt/Alb hin. Die Oberfläche des Kalkpelits diente als eine Art Hardground, der durch Bioturbation teilweise zerstört wurde. In den basalen Anteilen der dunkelroten Mergel des Unteralbs wurden zudem kleine Bröckchen (um 1 mm) von älteren Gesteinen festgestellt. Es sind graue Calpionellenkalke von der Wende Jura/Kreide, helle Mikrite mit *Nannoconus* der tieferen Unterkreide sowie körnige Karbonate unbestimmten Alters. Selbst feinstsandige Komponenten fehlen nicht. Vereinzelt sind umgelagerte Schwammrhaxen zu beobachten. Durch diese Komponenten werden Umlagerungen aus Jura und tiefer Unterkreide angezeigt. Da die Ein-

schwemmungen älterer Gesteine kaum gerundet erscheinen, kann ihr Transportweg nicht weit gewesen sein.

Nach der derzeit herrschenden Lehrmeinung müßten die allochthonen Komponenten aus dem [illegible] alpin geschüttet worden sein. Sie sind als Vorboten gewaltiger Umlagerungsereignisse zu werten, die bereits im Oberalb einsetzten und die das Faziesbild der Losensteiner Schichten bestimmten. Die Inhomogenitätsfläche an der Wende Apt/Alb wurde sicher nicht durch Trockenlegung bedingt. Sie zeigt vielmehr an, daß sich die ersten Anzeichen tektonischer Unruhe selbst in den Sedimenten eines tieferen Meeres widerspiegelten. Solange sie in derart unscheinbarer Form auftreten, können sie nur mit Hilfe des Mikroskops erkannt werden.

Schriftenverzeichnis

ALLERSMEIER, CH. (1981): Geröllbestand und Entstehung des inneralpinen Obereozäns im Gebiet von Kössen (Tirol) und Oberaudorf (Oberbayern). – Dissertation: 5 nichtnum. Bl., 1–77, 13 Abb., 13 Tab., 2 Anlagen, 1 Landschaftsphoto; Inst. f. Geol. u. Mineral. Techn. Univ.; München (Photodruck).

BÖGEL, H. (1971): Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen) (Auszug). – Dissertation: 2 nichtnum. Bl., 1–21, 2 Abb., 1 Tab.; Inst. f. Geol. u. Mineral. Techn. Univ.; München (Photodruck).

BRÖNNIMANN, P. & CONRAD, M.-A. (1966): Cinquième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. *Melathrokerion valserinensis,* n. gen., n. sp., un Foraminifère nouveau du Barrémien à faciès urgonien dans le Jura français. – C. R. des Séances, SPHN Genève, NS, **1:** 129–151, Taf. 1–3, 11 Abb.; Genf.

CARON, M., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – Eclogae geol. Helv., **75:** 159–169, Taf. 1–2, 2 Abb.; Basel.

CHERNOV, V. G., JANIN, B. T., GOLOVINOVA, M. A., GORBACHIK, T. N., KUZ'MICHEVA, E. I., MIKHAJLOVA, I. A. & SMIRNOVA, T. N. (1980): Urgonskie otlozhenija sovetskikh Karpat. – 1–184, Taf. 1–56, 20 Abb., 15 Tab.; Moskau (Nauka).

DIETRICH, V. J. & FRANZ, U. (1976a): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., **50:** 85–109, 1 Profiltaf., 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

DIETRICH, V. J. & FRANZ, U. (1976b): Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – Geol. Rundschau, **65:** 361–374, 1 Abb.; Stuttgart.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau, **68:** 93–120, Taf. 1–2, 10 Abb.; Stuttgart.

GAUPP, R. H. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Dissertation: 5 nichtnum. S., 1–282, 100 Abb., 7 Tab., 3 Anhänge; Inst. f. Geol. u. Mineral. Techn. Univ., München (Photodruck).

GESSNER, D. (1961): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Unterinntal zwischen Inn und Walchsee (Tirol). – Unveröff. Diplomarbeit: 99 S., 1 geol. Karte 1:25000, 1 Profiltaf., 16 Abb., 3 Tab.; Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ., München.

HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geologica Bavarica, **44:** 1–208, Taf. 1–12, 10 Abb., 1 Tab.; München.

HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **18:** 167–235, Taf. 13–16, 5 Abb.; München.

HAGN, H. (1980): Obereozäne Konglomerate im Unterinntal. – Autorenreferent für die Arbeitstagung „Geodynamische Probleme der Ostalpen" 17.–19.4.1980; Kremsmünster.

HAGN, H. (1981a): Jura und Kreide der kalkalpinen Randschuppe und des Helvetikums in der Tiefbohrung Vorderriß 1. – Geologica Bavarica, **81:** 65–113, Taf. 1–14, 3 Abb.; München.

HAGN, H. (1981 b): Kreide und Alttertiär auf sekundärer Lagerstätte. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 33–36, Abb. 9; München.

HAGN, H., HILLEBRANDT, A. v., MARTINI, E. & MOUSSAVIAN, E. (1981): A 1: Rohrdorfer Bruch. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 67–78, 2 Abb.; München.

HAGN, H. & RISCH, H. (1981): D 6: Zeiselbach. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 178–179, München.

HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – In: Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6:** 85–106, 2 Abb.; Stuttgart.

LINDENBERG, H. G. (1962): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet von Kossen in Tirol. – Unveröff. Diplomarbeit: 106 S., I–XV, 1 geol. Karte und 1 Profiltaf. 1 : 10 000, 1 Übersichtsskizze 1 : 25 000, 15 Taf., 13 Abb., 1 Panoramaphoto; Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ., München.

MIŠÍK, M., JABLONSKÝ, J., MOCK, R. & SÝKORA, M. (1981): Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. – Acta Geol. Geograph. Univ. Comen., Geol. **37:** 5–55, Taf. 1–4, 1 Abb.; Bratislava.

MIŠÍK, M. & SÝKORA, M. (1981): Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Gerollen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín-Einheit (tschechisch mit deutscher Zusammenfassung). – Západné Karpaty, sér. geol., **7:** 7–111, Taf. 1–28, 3 Abb., 2 Tab.; Bratislava.

NAGEL, K.-H., SCHÜTZ, K.-I., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Rundschau, **65:** 536–557, 12 Abb.; Stuttgart.

OTT, E. (1980): Tertiäre Sedimentation. – Autorenreferat für die Arbeitstagung „Geodynamische Probleme der Ostalpen" 17.–19. 4. 1980; Kremsmünster.

RISCH, H. (1981): Untere bis mittlere Kreide. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 20–22, Abb. 5; München.

SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, **20:** 65–89, 13 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.

SCHNABEL, W. & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. Mit einem Beitrag von HERBERT STRADNER, Wien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151:** 325–357, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

SCHROLDER, R. (1981): Mikrofossilien aus dem Schrattenkalk (Oberes Barreme) westlich des Tegernsees und dem Unter-Cenoman südwestlich von Ruhpolding (Oberbayern). – Geologica Bavarica, **82:** 389–398, Taf. 1–2; München.

SCHROEDER, R. & CONRAD, M.-A. (1968): Huitième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. *Eopalorbitolina charollaisi,* n. gen., n. sp., un Orbitolinidé nouveau du Barrémien à faciès urgonien. – C. R. des Séances, SPHN Genève, NS **2,** 1967: 145–162, Taf. 1–4, 4 Abb.; Genf.

SCHÜTZ, K. (1973): Sedimentologie der Jura-Kreide Grenze im Bereich der Thiersee- und Karwendel-Mulde (Nordtirol). – SPP der DFG „Geodynamik des mediterranen Raumes", Arbeitsbesprechung am 27./28. 2. 73 in Salzburg, Geotraverse IA: 29–30; München und Salzburg.

SCHÜTZ, K.-I. (1975): Die Aptychen Schichten der Thiersee- und der Karwendel-Mulde (Nordtirol). – Dissertation: 6 nichtnum. S., I–III, 1–183, 65 Abb., 1 Tab., 2 Anlagen; Inst. f. Geol. u. Paläont. TU, Berlin.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – I–XV, 1–580, Taf. 1–3, 256 Abb.; Wien (Deuticke).

WILMERS, W. (1971): Geologie der Mulde von Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nordliche Kalkalpen). – Dissertation: I–V, 1–75, 1 geol. Karte 1 : 10 000, Taf. 1–21; Inst. f. Geol. u. Paläont. TU, Berlin.

ZEIL, W. & NAGEL, K.-H. (1978): Sedimentation and Tectonics of the Thiersee-Karwendel Synclines (Northern Tyrol, Austria). – In: Alps, Apeninnes, Hellenides, Inter-Union Comm. Geodyn., Sci. Rep. **38:** 103–107, 3 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

Tafelerläuterungen

Tafel 13

Bild 1: Biointrasparit mit *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). Ober-Barrême. Östlicher Zufluß des Glemmbachs SE Landl, Thierseer Mulde. Schliff G 3584 a/82. Vergrößerung ×19.
Bild 2: Biointrasparit mit *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). Ober-Barrême. Geröll aus priabonen Konglomeraten des Kohlenbachs SW Kössen (Tirol). Schliff G 3620 a/82. Vergrößerung ×19.
Bild 3: Biointrasparit mit orbitolinider Großforaminifere. Ober-Barrême. Geröll aus priabonen Konglomeraten von der Gfaller Mühle, SSW Oberaudorf (Inntal). Schliff G 3621 a/82. Vergrößerung ×19.

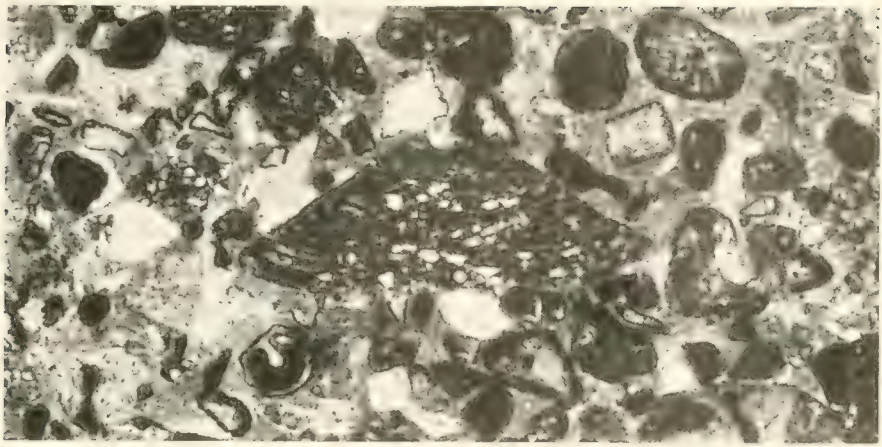
Tafel 14

Bild 1: Fluxoturbidit mit *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). Ober-Barrême. Östlicher Zufluß des Glemmbachs SE Landl, Thierseer Mulde. Schliff G 3581 a/82. Vergrößerung ×22.
Bild 2: Biointrasparit mit *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD. Ober-Barrême. Östlicher Zufluß des Glemmbachs SE Landl, Thierseer Mulde. Schliff G 3586 a/82. Vergrößerung ×19.
Bild 3: *Melathrokerion valserinensis* BRÖNNIMANN & CONRAD in Biointrasparit. Ober-Barrême. Östlicher Zufluß des Glemmbachs SE Landl, Thierseer Mulde. Schliff G 3585 a/82. Vergrößerung ×50.
Bild 4: *Trocholina friburgensis* (GUILLAUME & REICHEL) in Biointrasparit. Ober-Barrême. Geröll aus Rosinensandstein der Branderfleck-Schichten (Cenoman), Höhen-Berg N Niederndorf (Tirol). Schliff G 3600 a/82. Vergrößerung ×50.

Tafel 15

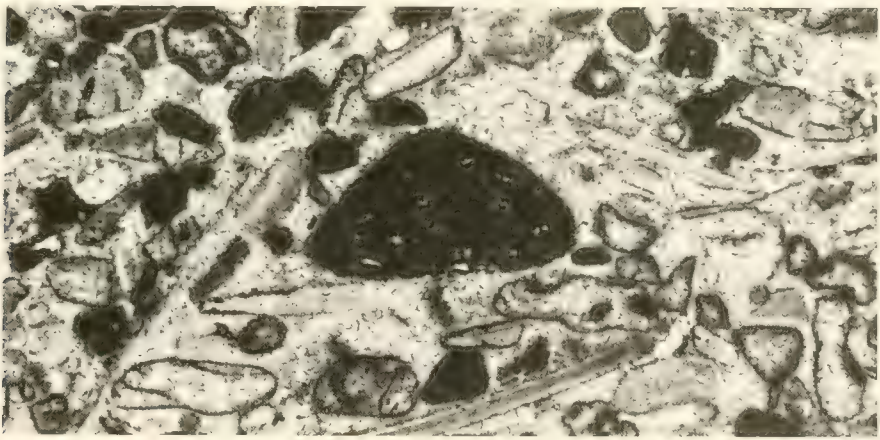
Bild 1: Aufarbeitungshorizont der Tannheimer Schichten (Wende Apt/Alb). Die grauen Bröckchen gehören dem roten Kalkpelit, die dunklen Partien den dunkelroten Mergeln des Unteralbs an. In der linken Bildhälfte (Mitte) ist ein Geröllchen eines *Nannoconus*-Kalks der tieferen Unterkreide sichtbar. Zeiselbach SW Bad Wiessee, 1145 üb. NN, Kalkalpine Randschuppe. Schliff G 3214 a/82. Vergrößerung ×22.
Bild 2: Roter Kalkpelit des Oberapts mit Bioturbation. Die Bohrgänge werden von den dunkelroten Mergeln des Unteralbs ausgefüllt. Fundpunkt, Schliff und Vergrößerung wie Bild 1.

1



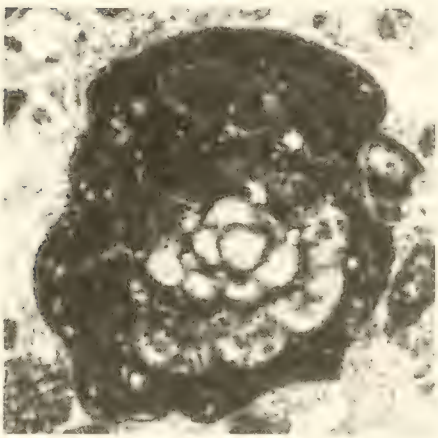
2

3

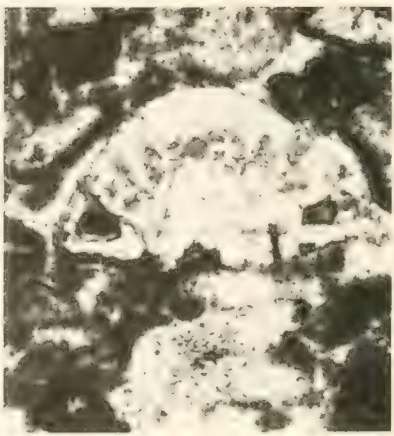


1

2

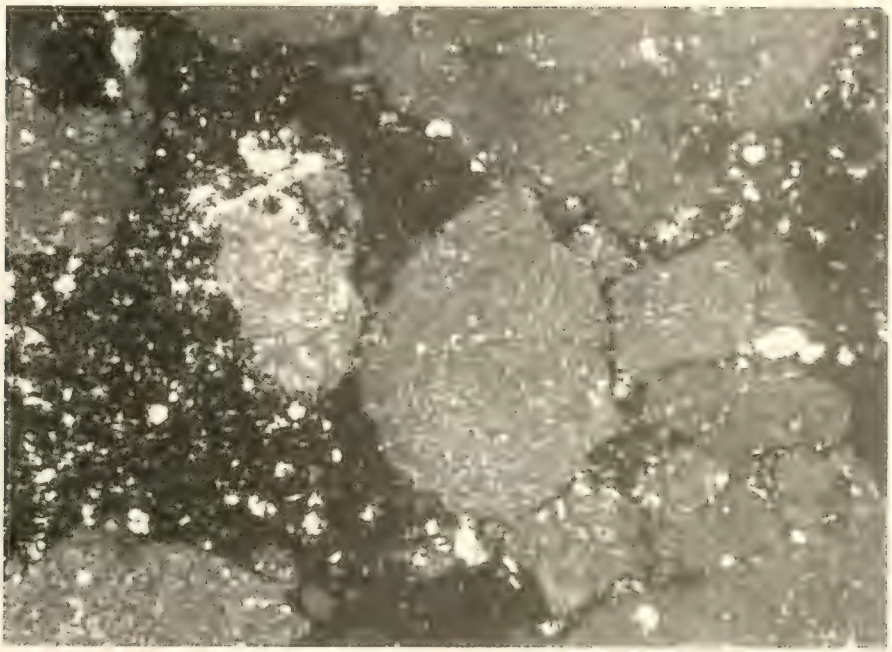


3

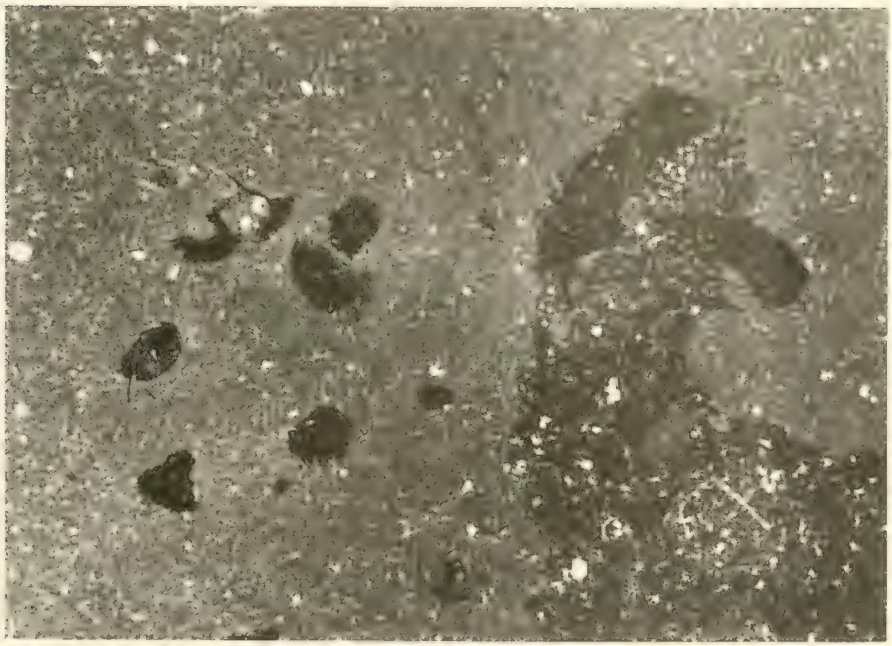


4

1



2



Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	22	137–155	München, 31. 12. 1982

Zur Stratigraphie der neogenen Fundstellen der Clausiliidae und Triptychiidae Mittel- und Westeuropas (Stylommatophora, Gastropoda)

Von Hartmut Nordsieck*)

Mit 4 Tabellen

Kurzfassung

Für die Stratigraphie der neogenen Fundstellen kontinentaler Mollusken werden zur Zeit drei Gliederungssysteme verwendet, die aus verschiedenen Gründen unbrauchbar sind. Die Schaffung einer umfassenden Stufengliederung des kontinentalen Tertiärs durch Säugetier-Paläontologen (Tab. 1) ermöglicht es, diese auch für andere in kontinentalen Ablagerungen vorkommende Fossilien anzuwenden. In dieser Arbeit wird daher zum ersten Mal der Versuch gemacht, die neogenen Fundstellen von Landschnecken, hier der Clausiliidae und Triptychiidae, in die neue Stufengliederung einzuordnen (Tab. 2). Die Einstufungen werden in Erläuterungen kurz begründet; etwas ausführlicher ist die Begründung bei den stratigraphisch und paläontologisch wichtigen Fundstellen Oppeln, Frechen/Fortuna und Sessenheim (dazu Tab. 3 und 4). Weiterhin wird die stratigraphische Bedeutung von Clausilien und Triptychien für neogene Ablagerungen diskutiert.

Abstract

At present three stage systems are used for the stratigraphy of Neogene localities of continental mollusks none of which are applicable for different reasons. The erection of a complete stage system of European continental Tertiary based on mammals (Tab. 1) makes it possible to apply it also for other fossils found in continental deposits. In this paper an attempt is made for the first time to classify the Neogene localities of land snails, in this case the pulmonate families Clausiliidae and Triptychiidae, into the new stage system (Tab. 2). The classification is substantiated by annexed notes; argumentation is especially detailed for the stratigraphical and paleontological important localities Oppeln, Frechen/Fortuna and Sessenheim (with Tab. 3 and 4). At last the stratigraphical importance of clausiliids and triptychiids for Neogene deposits is discussed.

1. Probleme der Neogen-Stratigraphie bei kontinentalen Mollusken

Bei der Revision der fossilen Clausilien (vgl. H. Nordsieck 1981b) mußte ich feststellen, daß sich die stratigraphische Gliederung der tertiären, besonders der neogenen kontinentalen Molluskenfundstellen zur Zeit in einem äußerst unbefriedigenden Zustand befindet. In der neueren

*) Hartmut Nordsieck, Johannesstraße 38, D-7730 Villingen-Schwenningen.

Literatur (etwa seit 1970) werden drei verschiedene Gliederungssysteme verwendet, die sich alle, wenn auch aus verschiedenen Gründen, als unbrauchbar erwiesen haben. Insgesamt führen sie zu einem für den Nichtstratigraphen undurchschaubaren Chaos, das, wie ich selbst am Beispiel der Clausilien erfahren mußte, Arbeiten zur Systematik und Evolution fossiler Binnenmollusken erheblich erschwert. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb der Versuch gemacht, durch Anwendung der neuen auf Säugetieren basierenden Stufengliederung des kontinentalen Neogens auf die in den entsprechenden Ablagerungen vorkommenden Mollusken, hier exemplarisch die Clausilien und Triptychien, den m. E. einzig möglichen Weg zu zeigen, der aus dem Chaos herausführt und eine solide Grundlage für weitere stratigraphische und paläontologische Arbeiten über neogene Binnenmollusken bildet.

Die meisten Autoren, die stratigraphische Angaben zu Fundstellen neogener Binnenmollusken machen, wie z. B. Schlickum (1970, 1975, 1976, 1979), Schlickum & Strauch (1970, 1971, 1973, 1979), Schlickum & Truc (1972), Schlickum & Geissert (1980), Strauch (1977), Falkner (1974) und Gall (1972), verwenden eine modifizierte Form der Stufengliederung von Wenz (1923), bei der die „alte" (bisher in Mitteleuropa verwendete) Miozän-Pliozän-Grenze beibehalten wird. Eine zweite Gruppe von Autoren, z. B. Papp (1974), Lueger (1979, 1981) und Gall (1980), benutzen für ihre Angaben die neue Gliederung der Zentralen Paratethys und die dazugehörige „neue" (früher nur in West- und Südeuropa übliche) Miozän-Pliozän-Grenze (vgl. Tab. 1). Einen dritten Weg geht Truc (1971a–c, 1972), der eine stratigraphische Gliederung zugrunde legt, die sich gleichzeitig auf eine Marinstratigraphie und eine Stufengliederung der Säugetiere stützt und ebenfalls die „neue" Miozän-Pliozän-Grenze verwendet; er ist bisher der einzige, der zusätzlich eine eigene Stufengliederung der Binnenmollusken („biozonation malacologique") vorschlägt.

Alle genannten Gliederungssysteme haben den Nachteil, daß Termini der Marinstratigraphie für kontinentale Ablagerungen benutzt werden, die in ihrer Mehrzahl keine Lagebeziehungen zu marinen Ablagerungen oder gemeinsame Fossilien mit diesen haben, sich also nicht ohne weiteres mit diesen parallelisieren lassen. Bei dem System von Wenz kommt hinzu, daß Termini verwendet werden, die auf Ablagerungen basieren, die in anderen Ablagerungsräumen und zu anderen Zeiten entstanden sind als die so bezeichneten kontinentalen Ablagerungen. Das beste Beispiel dafür ist das Tortonium, dessen Stratotyp aus marinen Ablagerungen Norditaliens zeitlich in das Pontien von Wenz, also in eine viel jüngere Stufe als sein Tortonien, fällt; weitere weniger extreme Beispiele lassen sich zur Genüge durch einen Vergleich der modernen Gliederungssysteme mit dem von Wenz verwendeten finden (vgl. Tab. 1[1])). Weiter ist festzustellen, daß die Autoren, die das Wenzsche System verwenden, dessen Zweiteilung des höheren Pliozäns in Anlehnung an die Marinstratigraphie nach Papp (1959) nicht übernehmen und dadurch gezwungen sind, die notwendige Untergliederung mit Termini zu erreichen, die wegen unterschiedlicher bzw. unklarer Grenzziehung nicht eindeutig definiert sind, wie Mittel- und Oberpliozän oder oberes Pliozän oder Villafranchien (vgl. dazu die Angaben von Schlickum (1970, 1975), Schlickum & Truc (1972) und Schlickum & Strauch (1970, 1979) zur Einstufung der Fundstelle Cessey-sur-Tille). Ein Ersatz der Wenzschen Stufengliederung durch die neue der Paratethys, wie sie die zweite Autorengruppe versucht, ist jedoch auch keine Lösung des Pro-

[1]) Für Tab. 1 wurde die Begrenzung der Stufen der modernen Gliederungssysteme im wesentlichen von Alberdi & Aguirre (1977) und Steininger & Papp (1979) übernommen. Problematisch bleibt die Grenze zwischen den beiden Pliozänstufen der mediterranen Tethys, für die von Steininger & Papp die Oberkante der Zone des *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (2,8 Ma) verwendet wird. Damit steht in Widerspruch, daß die Schichten des Unteren Villafranchiums von Triversa, die nach der enthaltenen Kleinsäugerfauna etwa gleiches Alter wie die mit 3,4 Ma datierten Ablagerungen von Étouaires haben, mit marinen Schichten des Astiums verzahnt sind. Dies würde besser zu der von Berggren & van Couvering (1974) vorgeschlagenen Grenze der Pliozänstufen passen (etwa 3,3 Ma).

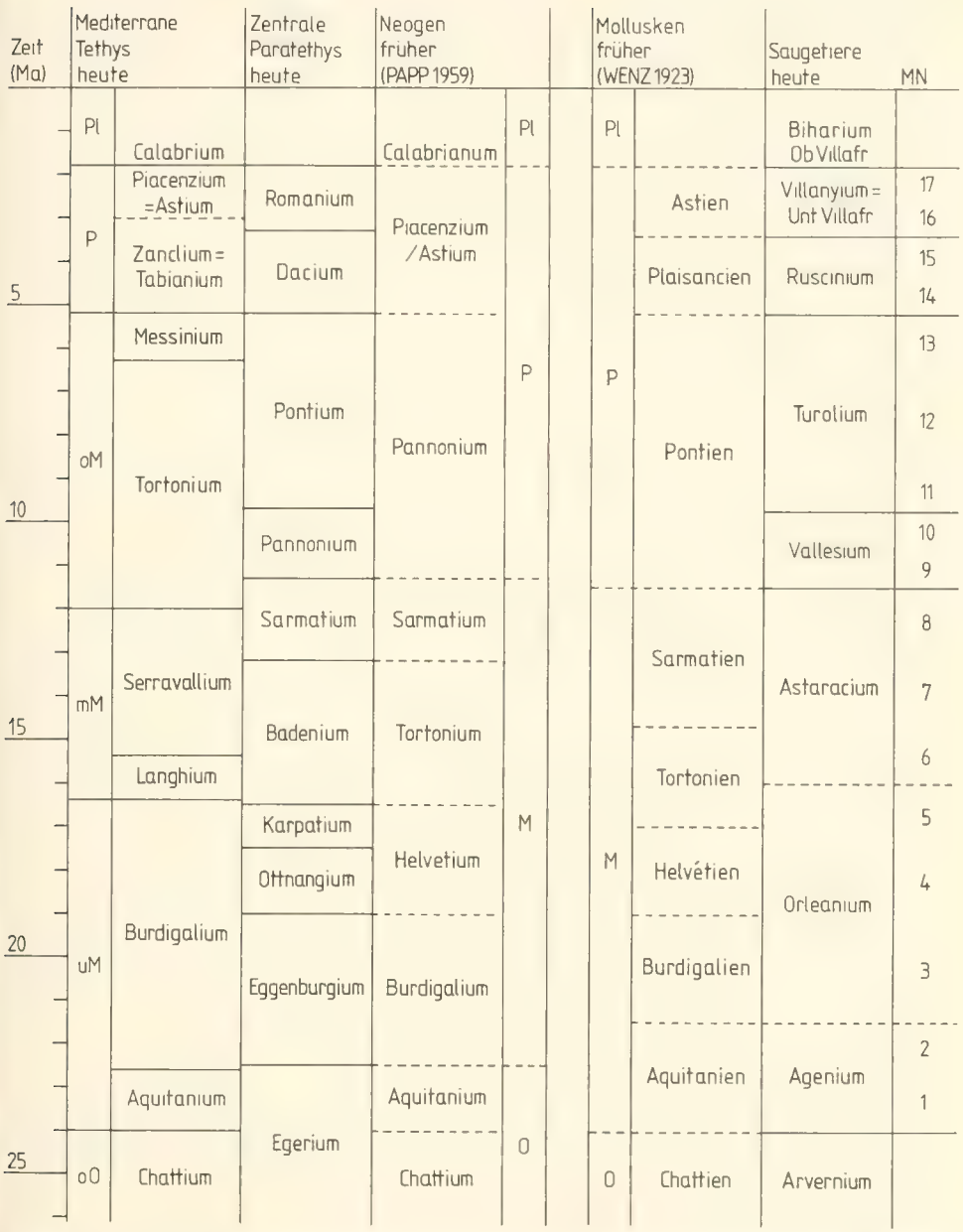


Tabelle 1: Übersicht der Stufengliederungen des europäischen Neogens (Parallelisierung nach STEININGER, RÖGL & MARTINI 1976, ALBERDI & AGUIRRE 1977 und STEININGER & PAPP 1979). Erklärung der Abkürzungen: M = Miozän, mM = Mittel-Miozän, O = Oligozän, Ob. = Oberes, oM = Ober-Miozän, oO = Ober-Oligozän, P = Pliozän, Pl = Pleistozän, uM = Unter-Miozän, Unt. = Unteres, Villafr. = Villafranchium.

blems, weil die zugehörigen Termini, abgesehen davon, daß sie nicht auf kontinentale Ablagerungen begründet sind, auf diesen Ablagerungsraum beschränkt bleiben müssen und daher für eine allgemeine Anwendung nicht in Frage kommen. Die Gliederung schließlich, die Truc benutzt, kann nicht übernommen werden, weil sie speziell für das Rhônebecken konzipiert ist und die zugrundegelegten Gliederungssysteme bereits veraltet sind (wie aus einem Vergleich mit Tab. 1 unschwer zu ersehen ist).

Damit erhebt sich die Frage, welche stratigraphische Gliederung man verwenden soll. Vor dieser Frage stehen nicht nur die Bearbeiter fossiler Binnenmollusken, sondern alle, die sich mit Fossilien kontinentaler Ablagerungen beschäftigen. Es lage nahe, auf die Benutzung der Stufennamen, die wie gesagt meist auf marine Ablagerungen begründet sind, ganz zu verzichten und sich auf Begriffe wie Obermiozän, unteres Pliozän usw. zu beschränken. Dies hat jedoch zwei große Nachteile. Erstens kommt man, wenn man eine genauere Einstufung vornehmen will, nicht um so komplizierte Termini herum wie z. B. unterer Teil des unteren Obermiozäns, zweitens, was schwerer wiegt, setzt eine Verwendung der Serien- bzw. Epochennamen voraus, daß deren Grenzen eindeutig festgelegt sind. Da viele Kontinentalstratigraphen immer noch Schwierigkeiten haben, die Abgrenzung der Serien bzw. Epochen, wie sie inzwischen für das marine Tertiär festgelegt sind (vgl. z. B. Berggren & van Couvering 1974), zu übernehmen, kann die Verwendung dieser Termini leicht zu gravierenden Mißverständnissen führen. Für Nichtstratigraphen schließlich entsteht durch die unterschiedliche Definition dieser Einheiten genau jenes Chaos, von dem bereits oben die Rede war.

Als vorläufiger Ausweg aus der Schwierigkeit, kontinentale Ablagerungen mit marinen zu korrelieren, wurde in den letzten Jahrzehnten zunehmend die Möglichkeit genutzt, eigene Stufenbezeichnungen für kontinentale Ablagerungen zu verwenden, wie sie z. B. von Säugetier-Paläontologen (abgesehen von Villafranchium z. B. Vallesium, Ruscinium) und Paläobotanikern (z. B. Reuverium, Tiglium) vorgeschlagen wurden. Die Säugetier-Paläontologen waren auch die ersten, die ein umfassendes Gliederungssystem für entsprechende kontinentale Ablagerungen des gesamten Tertiärs errichteten (Mein 1975, Fahlbusch 1976); es basiert auf einer Abfolge von geeigneten Fundstellen, also solchen mit umfangreichen, gut bearbeiteten Säugetierfaunen, die im allgemeinen (wenn ohne zusammenhängende Lagerung) nach der Evolutionshöhe der verschiedenen vertretenen Taxa in zeitlicher Reihenfolge geordnet und zu größeren Einheiten zusammengefaßt werden. Die Grundeinheiten werden Säugetier-„Zonen", besser Säugetier-Einheiten (Mammal Units) genannt und (nach einem Vorschlag von Mein) für das Neogen mit MN (Neogene Mammal Unit) abgekürzt und mit abnehmendem Alter von 1 bis 17 durchnumeriert, die größeren Einheiten als Saugetier-Stufen bzw. Alter (Mammal Stages bzw. Ages) bezeichnet. Dieses Gliederungssystem steht gleichwertig neben den Systemen der mediterranen Tethys und der Paratethys, mit denen es in zunehmendem Maße durch Ablagerungen mit Saugetierresten, die mit deren Schichten verzahnt sind, und absolute (besonders radiometrische) Datierung korreliert wird (Alberdi & Aguirre 1977, Steininger & Papp 1979, vgl. Tab. 1). Endergebnis sollte in fernerer Zukunft eine einheitliche Stufengliederung des europäischen Tertiärs sein; bis dahin wird man jedoch ein wenigstens für die kontinentalen Ablagerungen einheitliches Gliederungssystem benötigen. Das kann und sollte das für die Saugetiere ausgearbeitete System sein, da es wenig sinnvoll ist, weitere entsprechende Gliederungen für andere Tier- oder Pflanzengruppen aufzustellen, die die Stratigraphie mit einer zusätzlichen Fülle von Stufennamen belasten würden. Es ist bemerkenswert, daß auch bei Paläobotanikern Schritte in dieser Richtung unternommen werden (so z. B. für die Blattfloren der Oberen Süßwassermolasse, Jung & Mayr 1980). Dabei spielt es keine Rolle, daß es bei dieser auf Säugetieren basierenden Stufengliederung noch viele Probleme gibt. So ist die zeitliche Begrenzung vieler, besonders der älteren Stufen bzw. Alter noch unsicher, weil noch keine geeigneten absoluten Datierungen zur Verfügung stehen. Die Begrenzung der Serien bzw. Epochen ist noch umstritten, besonders die

Miozän-Pliozän-Grenze (das gleiche Problem wie bei den Malakologen, s. oben) und die Pliozän-Pleistozän-Grenze (Obergrenze MN 16 oder 17, vgl. Tab. 4). Da jedoch abzusehen ist, daß sich die Begrenzung der Marinstratigraphie früher oder später durchsetzen wird, sollte sie, auch wenn eine andere Grenzziehung im kontinentalen Bereich für sinnvoller gehalten wird, um der Einheitlichkeit willen für die Kontinentalstratigraphie übernommen werden (vgl. FAHLBUSCH 1981).

2. Einordnung der Fundstellen von Clausiliidae und Triptychiidae in die neue Stufengliederung des kontinentalen Neogens

Die Einordnung von Fundstellen kontinentaler Mollusken in die neue Stufengliederung basiert auf der der Ablagerungen, die auch Säugetierreste geliefert haben; diesen können die übrigen ohne solche Reste zugeordnet werden, wie es sich aus ihren Lagerungsverhältnissen und ihrem Fossilinhalt ergibt. Eine solche stratigraphische Übersicht vermittelt trotz vieler noch verbleibender Unsicherheiten eine viel genauere Vorstellung vom relativen und absoluten Alter der Fundstellen als die bisher üblichen ungenauen und vielfach mißverständlichen stratigraphischen Angaben und ist damit eine wichtige Voraussetzung für Arbeiten zur Systematik und Phylogenese einer Gruppe. In dieser Arbeit wird zum ersten Mal der Versuch gemacht, die wichtigeren Fundstellen einer Gruppe von Landschnecken, der in der Überfamilie Clausilioidea zusammengefaßten Clausiliidae und Triptychiidae, in die neue Stufengliederung des kontinentalen Neogens einzuordnen (Tab. 2). Diese Übersicht wird durch ein alphabetisches Verzeichnis der Fundstellen und Erläuterungen ergänzt, in denen die Einstufung soweit erforderlich begründet wird. Besonders ausführlich ist diese Begründung bei der miozänen Fundstelle Oppeln und den pliozänen Fundstellen Frechen/Fortuna und Sessenheim, die für die genannten Gruppen große stratigraphische und paläontologische Bedeutung haben.

Verzeichnis der Fundstellen (in Klammern Literaturhinweise[2]) zu den an diesen Stellen gefundenen Clausilien [= C] und Triptychien [= T]):

Ács bei Komárom, NW-Ungarn (O. BOETTGER 1877: T)
Adelschlag bei Eichstätt, Bayern (H. NORDSIECK 1981b: C)
Altheim bei Ehingen, Baden-Württemberg (O. BOETTGER 1877: C)
Anwil bei Liestal, N-Schweiz (H. NORDSIECK unveröff.: T)
Budenheim bei Mainz, Rheinland-Pfalz (O. BOETTGER 1908, WENZ 1912, FISCHER 1922: C, T)
Celleneuve bei Montpellier, Languedoc (TRUC 1972, H. NORDSIECK 1981a: C, T)
Cessey-sur-Tille bei Dijon, Bourgogne (H. NORDSIECK 1972, 1978: C, T)
Chabeuil bei Valence, Dauphiné (TRUC 1971a, 1972: T)
Collonges bei Lyon, Bourgogne (TRUC 1971a, 1972: C, T)
Condal bei Lons-le-Saunier, Bourgogne (H. NORDSIECK 1972: C)
Eggingen bei Ulm, Baden-Württemberg (O. BOETTGER 1877: C, T)
Ehingen, Baden-Württemberg (SANDBERGER 1874, O. BOETTGER 1877: T)
Eichkogel bei Wien, Niederösterreich (LUEGER 1981: C)
Fonyód am Balatonsee, SW-Ungarn (LÖRENTHEY 1906: T)
Fossano bei Cuneo, Piemont (SACCO 1886b: C, T)
Frechen/Fortuna bei Köln, Nordrhein-Westfalen (H. NORDSIECK 1972: C)
Gaimersheim bei Ingolstadt, Bayern (2) (E.-D. MÜLLER 1972, H. NORDSIECK unveröff.: T)

[2]) Der Informationsgehalt der angegebenen Literatur ist sehr unterschiedlich. Er reicht von einfacher Angabe der in der Ablagerung enthaltenen Arten bis zu deren ausführlicher Beschreibung und Vergleich mit verwandten Arten bzw. Revision der zugehörigen Gruppe. Eine Übersicht über die neogenen Clausilien des Untersuchungsgebiets findet sich bei H. NORDSIECK (1981b), während eine solche über die Triptychien in Vorbereitung ist.

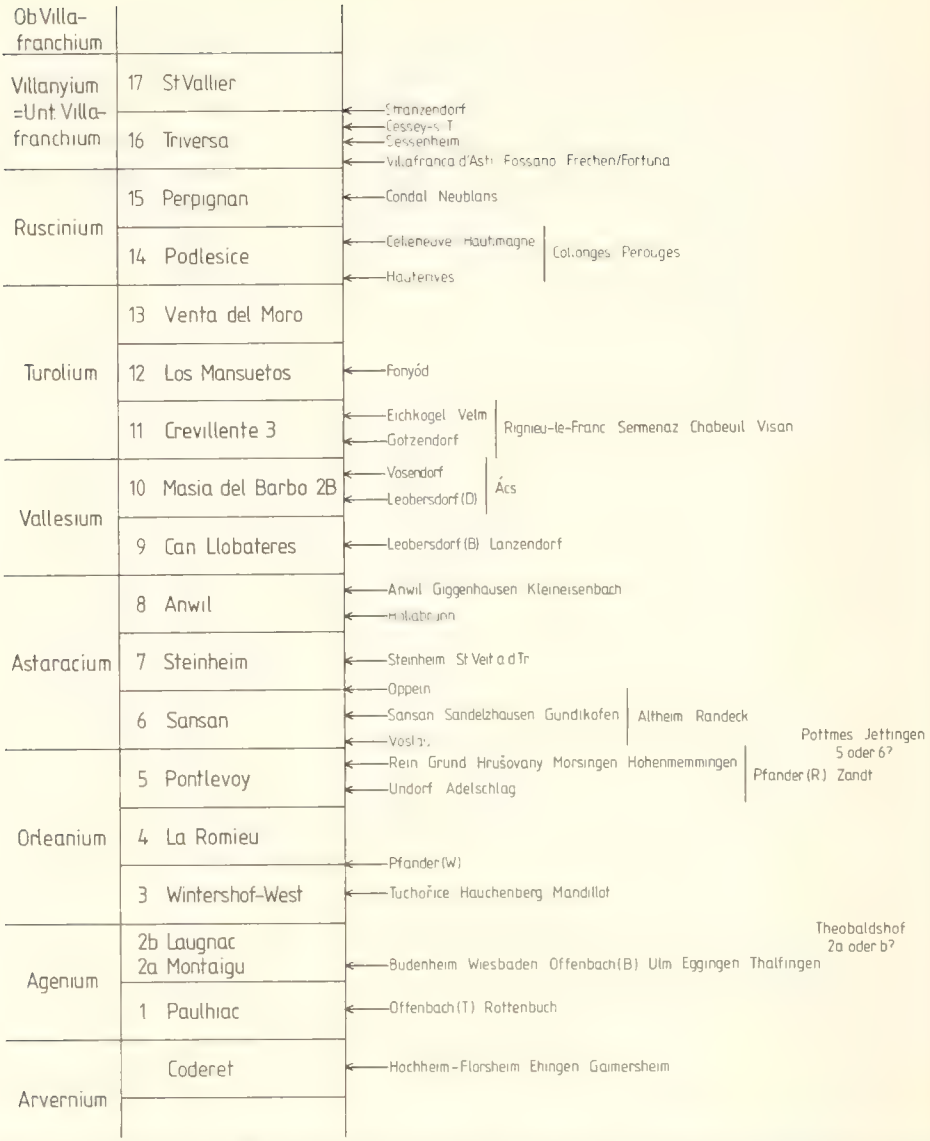


Tabelle 2: Einordnung der Clausilien- bzw. Triptychien-Fundstellen (Verzeichnis im Text) in die auf Säugetieren basierende Stufengliederung des kontinentalen Neogens (vgl. Tab. 1).

Giggenhausen bei Freising, Bayern (H. NORDSIECK 1981b, unveröff.: C, T)
Götzendorf bei Bruck a. d. Leitha, Niederösterreich (LUEGER 1981: T)
Grund bei Hollabrunn, Niederösterreich (O. BOETTGER 1877, H. NORDSIECK 1981a: C, T)
Gündlkofen bei Landshut, Bayern (GALL 1980, H. NORDSIECK 1981a, unveröff.: C, T)
Hauchenberg bei Immenstadt, Bayern (WENZ 1934: T)
Hauterives bei Valence, Dauphiné (TRUC 1972: C, T)
Hautimagne bei Orange, Provence (TRUC 1971a, 1972: C, T)

Hochheim-Florsheim bei Wiesbaden, Hessen (O. Boettger 1863, 1877, 1885, Wenz 1914, Jooss 1927: C, T)
Hollabrunn, Niederösterreich (Schütt 1967, Papp 1974, H. Nordsieck 1981a: C, T)
Hohenmemmingen bei Giengen, Baden-Württemberg (Gottschick & Wenz 1916: C)
Hrušovany (= Grusbach) bei Mikulov, Mähren (O. Boettger 1877, H. Nordsieck 1981a: C, T)
Jettingen bei Günzburg, Bayern (H. Nordsieck 1981b: C)
Kleineisenbach bei Freising, Bayern (H. Nordsieck unveröff.: T)
Lanzendorf bei Mistelbach, Niederösterreich (Lueger 1981: T)
Leobersdorf bei Baden, Niederosterreich (Zone B/C bzw. D) (Troll 1907, Kaufel 1928, Lueger 1981, H. Nordsieck 1981a: C, T)
Mandillot bei Dax, Gascogne (Sandberger 1874: T)
Mörsingen bei Riedlingen, Baden-Württemberg (Sandberger 1874, O. Boettger 1877: C, T)
Neublans bei Dôle, Franche Comté (H. Nordsieck 1972: C)
Offenbach (Bieber), Hessen (O. Boettger 1877: C, T)
Offenbach (Tempelsee), Hessen (O. Boettger 1885: C)
Oppeln (Königlich Neudorf) (= Opole, Nowa Wies Krolewska), Schlesien (Andreae 1904, H. Nordsieck 1981a: C, T)
Pérouges bei Lyon, Bourgogne (Truc 1971a, 1972: C, T)
Pfänder bei Bregenz (Ruggburg), Vorarlberg (Jooss 1910: T)
Pfänder bei Bregenz (Wirtatobel), Vorarlberg (Wenz 1933, 1935: C, T)
Pöttmes bei Schrobenhausen, Bayern (H. Nordsieck 1981b: C)
Randeck bei Weilheim a. d. Teck, Baden-Württemberg (Maartuff) (Kranz 1908: T)
Rein bei Graz, Steiermark (Penecke 1891: C, T)
Rignieu-le-Franc bei Lyon, Bourgogne (Truc 1972: T)
Rottenbuch bei Schongau, Bayern (Obere Bunte Molasse) (Zöbelein 1952: C, T)
Sandelzhausen bei Mainburg, Bayern (Gall 1972: C)
St. Veit a. d. Triesting, Niederösterreich (Troll 1944, H. Nordsieck 1981a, unveröff.: C, T)
Sansan bei Auch, Gascogne (Bourguignat 1881: T)
Sermenaz bei Lyon, Bourgogne (Locard 1888, Truc 1971a, 1972: T)
Sessenheim bei Hagenau, Elsaß (H. Nordsieck 1974, 1976, 1981a: C, T)
Steinheim am Albuch, Baden-Württemberg (Sandberger 1875, Gottschick 1920: C, T)
Stranzendorf bei Hollabrunn, Niederösterreich (A) (Binder 1977, H. Nordsieck unveröff.: C)
Thalfingen bei Ulm, Bayern (Sandberger 1874, O. Boettger 1877: C, T)
Theobaldshof bei Tann i. d. Rhön, Hessen (Fischer & Wenz 1915: C, T)
Tuchořice (= Tuchorschitz) bei Žatec, Böhmen (Sandberger 1874, O. Boettger 1877, Klika 1891, Babor 1897: C, T)
Ulm (Michelsberg), Baden-Württemberg (Sandberger 1874: T)
Undorf bei Regensburg, Bayern (O. Boettger 1877: C, T)
Velm bei Wien, Niederösterreich (Lueger 1981: C, T)
Villafranca d Asti (bzw. dessen Umgebung), Piemont (Sacco 1886a: C, T)
Visan bei Orange, Provence (Truc 1971a, 1972: T)
Vösendorf bei Wien, Niederösterreich (Papp & Thenius 1954, H. Nordsieck 1981a: C)
Vöslau bei Baden, Niederösterreich (Käufel 1928: T)
Wiesbaden (Heßler), Hessen (O. Boettger 1877: C)
Zandt bei Ingolstadt, Bayern (O. Boettger 1877: C)

Erläuterungen

Fundstellen Coderet, MN 1–4:

Die Lokalitäten Hochheim-Flörsheim, Budenheim, Ulm und Tuchořice (Tuchorschitz) lieferten Säugetierfaunen, die ihre Einordnung in die entsprechenden MN-Einheiten ermöglichen (Mein 1975). Die Zuordnung von Gaimersheim zu Coderet und Wiesbaden zu MN 2a erfolgt ebenfalls mit Hilfe von Säugetierresten (Fahlbusch 1970 bzw. Tobien 1970a); das gleiche gilt für die Obere Bunte Molasse von Rottenbuch, die nach den enthaltenen Säugetierresten bei MN 1

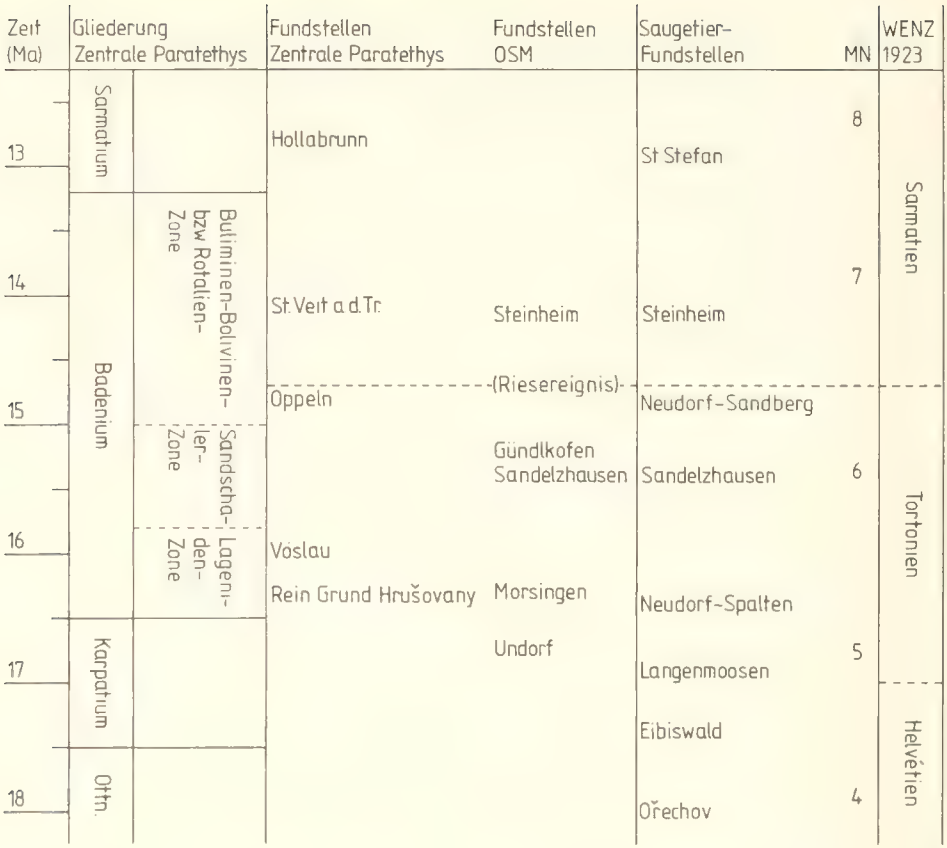


Tabelle 3: Chronostratigraphie einiger miozäner Clausilien- bzw. Triptychien-Fundstellen in Beziehung zu Einheiten der Zentralen Paratethys (Ottn. = Ottnangium; zeitliche Gliederung des Badeniums nach VASS, BAGDASARYAN & STEININGER 1978) und zur Stufengliederung der Säugetierfaunen (MN-Einheiten mit stratigraphisch wichtigen Fundstellen).

einzustufen ist (unveröff.). Die übrigen Fundstellen können nach ihrer Molluskenfauna zugeordnet werden. Für die Cerithienschichten von Offenbach-Tempelsee kommen Coderet oder MN 1 in Frage (vgl. TOBIEN 1970a); das Vorkommen einer *Enalopia* spricht jedoch mehr für die jüngere Einheit. Die Ablagerung von Theobaldshof soll nach MALZ & MOVEDPOUR (1973) möglicherweise erheblich junger sein als die Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, gehört aber nach der Molluskenfauna mit Sicherheit noch zum Agenium (FISCHER & WENZ 1915). Die Einstufung der Fundstellen Hauchenberg, Pfänder-Wirtatobel und Mandillot erfolgt nach ihren Beziehungen zu marinen Schichten der Subalpinen Molasse bzw. den Faluns des Aquitanischen Beckens.

Fundstellen MN 5–8:

Die Fundstellen Sansan, Sandelzhausen, Steinheim, Anwil und Giggenhausen werden nach ihren Säugetierfaunen den entsprechenden MN-Einheiten zugeordnet (MEIN 1975). Die übrigen Lokalitäten der Oberen Süßwassermolasse (OSM) Süddeutschlands lassen sich ebenfalls mit

Hilfe von Säugetieren einstufen, besonders wenn es sich um reichhaltigere Kleinsaugerfaunen handelt (Fahlbusch 1964, 1975, Jung & Mayr 1980). Falls die Saugerreste zu dürftig sind oder fehlen, sind Lagerungsverhältnisse und Molluskenfaunen für die Zuordnung entscheidend. Ein wieder mit Hilfe von Säugetieren durchgeführter Vergleich zahlreicher Fundstellen hat gezeigt, daß die Ablagerungen im Randbereich des Molassebeckens im allgemeinen tiefer einzustufen sind als die im Inneren (Dehm 1955, Fahlbusch 1964, Jung & Mayr 1980), was besonders für die Lokalitäten von Bedeutung ist, deren Molluskenfaunen weitgehend übereinstimmen. So sind die Fundstellen der auf die Alb transgredierenden Silvanaschichten wie z. B. Mörsingen und Hohenmemmingen bei MN 5 einzuordnen, während die mit entsprechenden Faunen aus dem Inneren des Beckens wie z. B. Sandelzhausen und Gundlkofen zu MN 6 gehören[3]) (Gall 1972, 1980, vgl. Tab. 3). Für die Einordnung der Fundstellen der österreichischen Ablagerungsräume sind ihre Beziehungen zu marinen Ablagerungen der Zentralen Paratethys von besonderer Bedeutung. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die zugehörigen stratigraphischen Einheiten nicht einfach den klassischen Einheiten der Kontinentalstratigraphie gleichgesetzt werden können (wie es z. B. noch Ctyroka, Fahlbusch & Fejfar 1972 und Gall 1980 getan haben). Obwohl die Abgrenzung der MN-Einheiten im einzelnen noch Schwierigkeiten bereitet (vgl. Alberdi & Aguirre 1977, Steininger & Papp 1979), kann man jetzt bereits sagen, daß das Sarmatium der Paratethys nur etwa MN 8, also nur dem oberen Sarmatien von Wenz, das Badenium MN 7, 6 und einem Teil von 5, also dem unteren Sarmatien und größten Teil des Tortonien aquivalent ist, während der restliche Teil von 5 bereits mit dem Karpatium zu korrelieren ist (vgl. Tab. 3). Die Faunen von Grund, Hrušovany (Grusbach) und Voslau stammen aus marinen Schichten des Badeniums und zwar der Unteren bzw. Oberen Lagenidenzone, sind also bei MN 5 bzw. 6 einzuordnen; die Ablagerungen von Rein und St. Veit a. d. Triesting entsprechen nach ihrer Lagerung bestimmten Schichten des Badeniums (Kollmann 1965 bzw. Mariani & Papp 1966), die ihre Einordnung in MN 5 bzw. 7 ermoglichen. Die Lokalitat Hollabrunn ist in Schichten des unteren Sarmatiums (Rissoen-Schichten) eingeschaltet; sie ist also wie die entsprechend gelagerte Säugetier-Fundstelle St. Stefan (Mein 1975) in MN 8 einzuordnen. Die Einstufung der Fundstelle Oppeln, die keine Beziehungen zu marinen Schichten der Umgebung hat, bedarf einer ausführlichen Begründung (s. folgenden Abschnitt).

Fundstelle Oppeln:

Zur früher (H. Nordsieck 1981a) begrundeten stratigraphischen Einordnung von Oppeln sind ergänzende Bemerkungen erforderlich. Nach der Clausilientauna ist die Fundstelle zwischen Tuchořice und Hollabrunn einzuordnen; ich nahm deshalb an, daß sie nicht junger als MN 6 sein könne, weil ich Hollabrunn wegen seiner Beziehung zu sarmatischen Schichten bei MN 7 einreihte. Dies war jedoch nicht korrekt, da das Sarmatium der Paratethys nur etwa MN 8 entspricht (s. oben); damit kame fur Oppeln auch eine Zuordnung zu MN 7 in Frage, wie sie Mein (1975) vorschlägt. Da die Molluskentauna von Oppeln (abgesehen von den Clausilien) nur ungenügend bekannt ist, mußte der Versuch gemacht werden, über die begleitende Säugetierfauna zu einer genaueren Einstufung zu kommen. Schlosser (1907) stellte Oppeln nach den ihm vorliegenden Säugetierresten ins „Obermiocan". Wegner (1913), der ein umfangreicheres

[3]) Mit Silvanaschichten sind hier die Mittleren und Oberen Silvanaschichten sensu Wenz (1920, 1924) gemeint, während die Unteren Silvanaschichten wie die vergleichbaren Heheidenmergel keine Clausilien oder Triptychien führen. Die ersteren stellen eine Randfazies des unteren Teils der älteren OSM dar und sind deshalb bei MN 5 bis Grenzbereich 5–6 einzuordnen (vgl. Tab. 3). Die zugehörige Silvanafauna findet sich dagegen in zahlreichen Ablagerungen der schweizerisch-süddeutschen Molasse vom unteren MN 5 bis etwa zum Grenzbereich MN 6–7 (Riesereignis).

Saugetiermaterial bearbeiten konnte, fand weitgehende Übereinstimmung mit den Säugerfaunen von mehreren Fundstellen der Oberen Süßwassermolasse (besonders Stätzling, Günzburg und Hader) sowie von Leoben, Steinheim und La Grive und ordnete die Ablagerung mit Vorbehalt dem „Sarmat" zu; entsprechend viele gemeinsame Arten hat Oppeln nach seinen Angaben auch mit Goriach und Sansan, so daß eine Zugehörigkeit zu MN 6 oder 7 am wahrscheinlichsten ist. KOWALSKI (1967), der die Kleinsauger von Oppeln bearbeitete, stellte Gemeinsamkeiten mit den entsprechenden Faunen von Dévinska Nova Ves (= Neudorf a. d. March), La Grive und der jüngeren Oberen Süßwassermolasse, wie Oggenhof und Giggenhausen, fest, was er als Beweis für „sarmatisches" Alter wertete. Eine Prüfung der von KOWALSKI angegebenen Arten zeigte, daß die stratigraphisch bedeutsamen Rodentier (*Keramidomys carpathicus*, *Megacricetodon* sp. aff. *bavaricus*, *Democricetodon gallardi*, *Eumyarion bifidus*, *Anomalomys gaudryi*) sowie der bereits früher (H. NOLTSIECK 1981a) genannte Insectivore *Metacordylodon schlossen* in Faunen von MN 5 bis 8 vorkommen, aber nur in solchen von MN 6 und 7 alle zu finden sind (FAHLBUSCH 1964, 1975, CICHA, FAHLBUSCH & FEJFAR 1972, FEJFAR 1974, FAHLBUSCH, GALL & SCHMIDT-KITTLER 1974, JUNG & MAYR 1980). Die Fundstelle Oppeln kann also in MN 6 oder 7, genauer zwischen Sansan bzw. Sandelzhausen und Steinheim eingereiht werden (vgl. Tab. 3); das absolute Alter dürfte damit etwas unter 15 Ma liegen. Die Zuordnung von Oppeln zu MN 7 durch MEIN kann also nur mit Vorbehalt bestätigt werden.

Fundstellen MN 9–13:

Die Lokalitäten Vösendorf und Eichkogel lassen sich nach ihren Säugetierfaunen bei den entsprechenden MN-Einheiten einordnen (MEIN 1975); die Einstufung der übrigen Fundstellen des Wiener Beckens erfolgt nach ihrer Zugehörigkeit zu den von PAPP (1951) aufgestellten Zonen des Pannoniums bzw. Pontiums (LUEGER 1979, 1981). Die Einstufung der ungarischen Lokalitäten ist weniger gesichert, da es an einer vergleichbaren stratigraphischen Bearbeitung der entsprechenden Schichten mangelt. Die Ablagerung von Ács gehört zu den Unteren Congerienschichten und dürfte daher altersmäßig Leobersdorf bzw. Vösendorf entsprechen (gehört also nicht in das Sarmatium, wie LUEGER 1981 angibt). Die Fundstelle Fonyod ist in Obere Congerienschichten eingeschaltet und dürfte etwas jünger sein als vergleichbare österreichische Fundstellen wie z. B. Eichkogel (vgl. LUEGER 1979). Die Lokalitäten des Rhône-Beckens gehören nach TRUC (1971a) ins „Vallesien, zone de Sabadell bzw. Mollon"; die zugehörige Ablagerung von Mollon wird von MEIN (1975) nach Säugetieren jedoch zu MN 11, andere Lokalitäten des „Vallesien" zu MN 10 (Soblay) bzw. 12 (Ratavoux) gestellt[4]). Die in der Übersicht genannten Fundstellen, die nach TRUC alle die gleiche *Triptychia*-Art führen, dürften etwa gleiches Alter haben und werden deshalb wie Mollon bei MN 11 eingeordnet.

Fundstellen MN 14–17:

Die Fundstellen Hauterives, Hautimagne und Villafranca d'Asti (gehört zu Triversa) sind nach ihren Säugetierfaunen bei den entsprechenden MN-Einheiten einzuordnen (MEIN 1975); das gleiche gilt für die Lokalitäten Celleneuve und Condal, die ebenfalls Säugerreste lieferten, während die übrigen französischen Fundstellen nach ihren Molluskenfaunen eingestuft werden (TRUC 1971a, b). Die Ablagerung von Fossano dürfte den Triversa-Schichten etwa äquivalent sein. Die Einstufung der Fundstellen Frechen, Fortuna und Sessenheim bedarf einer ausführli-

[4]) Das „Vallésien" von TRUC ist also nicht dasselbe wie das Vallesium im heutigen Sinne und umfaßt zusätzlich Teile des Turoliums (vgl. Tab. 1); die Parallelisierung des „Vallésien" mit dem Pannonium durch LUEGER (1979) ist daher nicht korrekt, womit auch die daraus gezogenen Schlüsse betreffs *Triptychia* hinfällig werden.

chen Begründung (s. folgenden Abschnitt). Die Ablagerung von Cessey-sur-Tille ist nach ihrer Molluskenfauna zwar jünger als die der bisher genannten Lokalitäten, muß aber noch bei MN 16 eingeordnet werden, da die Fauna noch tertiären Charakter hat (enthält z. B. noch *Triptychia*, Schlickum 1975). Die Fundstelle Stranzendorf A, die nach ihrer Säugetierfauna ebenfalls zu MN 16 gestellt wird (Mein 1975), lieferte dagegen eine Molluskenfauna, die im Vergleich zu der von Cessey quartären Charakter hat (z. B. auch keine *Triptychia* mehr enthält, Binder 1977); sie dürfte demnach noch jünger sein und in den Grenzbereich MN 16–17 gehören (vgl. Tab. 4).

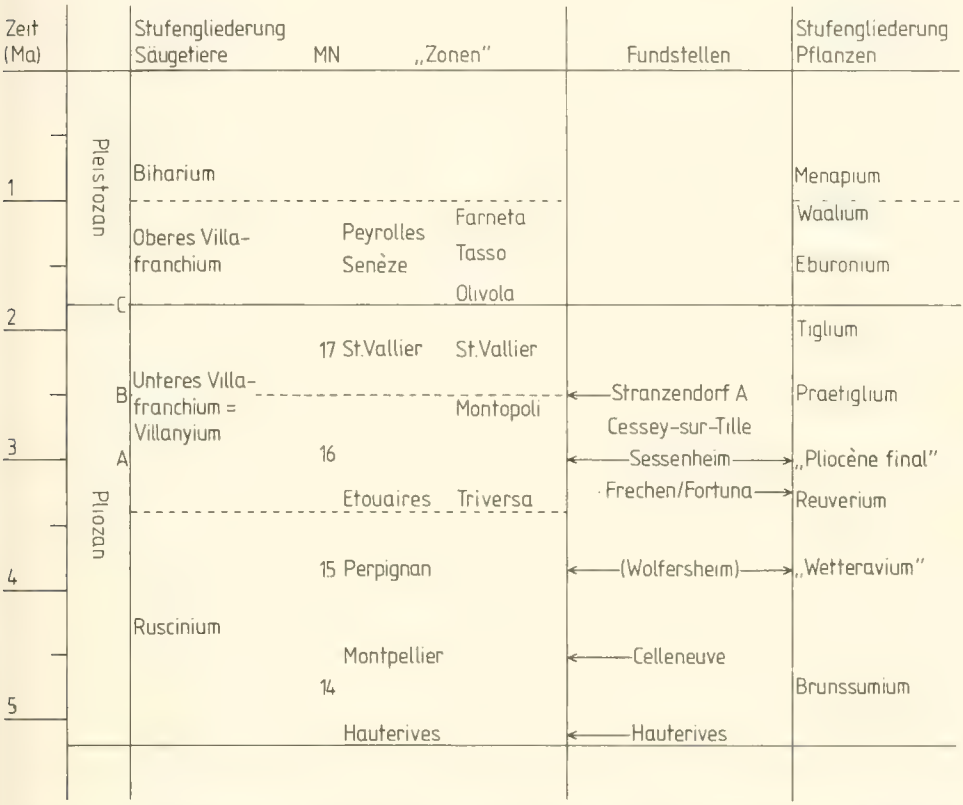


Tabelle 4: Chronostratigraphie einiger pliozaner Clausilien- bzw. Triptychien-Fundstellen in Beziehung zur Stufengliederung der Säugetierfaunen (Untergliederung des Villafranchiums nach Heintz et al. 1974 und Azzaroli 1977) und der Floren (Zagwijn 1959, 1974, Geissert 1980). A = Grenze zwischen plio- und pleistozänen Floren im Untersuchungsgebiet, B = Grenze zwischen plio- und pleistozänen Säugetier- und Molluskenfaunen im Untersuchungsgebiet, C = Pliozän-Pleistozän-Grenze der Marinstratigraphie.

Fundstellen Frechen/Fortuna, Sessenheim:

Die Ablagerungen von Frechen und Fortuna wurden nach ihrer Molluskenfauna von Schlickum & Strauch (in Boenigk et al. 1974) in den „Grenzbereich Mittel-Oberpliozän bis tieferes Unter-Villafrancha", später von Strauch (in Schlickum & Strauch 1979) jedoch in das „Mittelpliozän" gestellt und etwa dem Niveau von Hauterives zugeordnet. Diese Altersstellung habe

ich bereits früher (H. NORDSIECK 1981a) nach einem Vergleich der Molluskenfauna mit der anderer pliozäner Fundstellen in Zweifel gezogen. Die in dieser Arbeit vorgenommene höhere Einstufung basiert abgesehen von der Molluskenfauna auf den mineralogischen Verhältnissen und besonders der enthaltenen Mikroflora (BOENIGK et al. 1974). An der Unterkante der molluskenführenden Schichten von Frechen und Fortuna ist neben einem Wechsel des Kalkgehalts auch einer des Schwermineralspektrums festzustellen, so daß diese die für das überlagernde Pleistozän typische Schwermineralgesellschaft aufweisen. Das Pollenspektrum von Frechen und eines Teils von Fortuna entspricht dem des Reuveriums, während die oberen Schichten von Fortuna[5]) bereits eine pleistozäne Pollenzusammensetzung zeigen. Das Reuverium läßt sich über die Säugetier-Fundstelle Wolfersheim und das Praetiglium mit der Stufengliederung der Säugetiere korrelieren (vgl. Tab. 4). Die erstere lieferte Saugetierreste, die eine Einordnung in das Csarnotium (TOBIEN 1970b) bzw. MN 15 (MEIN 1975) erforderlich machen. Sie wird von der Wetterauer Braunkohle überlagert, deren Makro- und Mikroflora von LESCHIK (1956) tiefer als das Reuverium der Niederlande („Wetteravium") eingestuft wurde; die Makroflora wird von GEISSERT (1980) einem älteren Reuverium, das Pollenspektrum von VON DER BRELIE (in BOENIGK et al. 1977) sogar dem Brunssumium zugeordnet, so daß Wolfersheim sicher älter als Reuverium im engeren Sinne ist. Dieses wird andrerseits durch das Praetiglium nach oben begrenzt, das mit etwa 2,5 Ma zu datieren ist (ZAGWIJN 1974, BERGGREN & VAN COUVERING 1974) und damit dem Grenzbereich MN 16–17 entspricht (vgl. ALBERDI & AGUIRRE 1977). Daraus folgt, daß das Reuverium im engeren Sinne hauptsächlich mit MN 16 zu parallelisieren ist[6]). Damit sind genügend Beweise erbracht, daß die Ablagerungen von Frechen und Fortuna erheblich junger als die von Hauterives sind (vgl. Tab. 4); für ihre genauere Einstufung ist ein Vergleich mit der Fundstelle Sessenheim erforderlich.

Die Altersstellung von Sessenheim, über die man sich bisher nicht einigen konnte (SCHLICKUM & GEISSERT 1980), hängt eng mit der von Frechen/Fortuna zusammen, da es zwischen beiden wichtige Gemeinsamkeiten gibt. Die Molluskenfauna von Sessenheim läßt auf etwas geringeres Alter als Frechen/Fortuna schließen (H. NORDSIECK 1981a). Bei der zugehörigen Ablagerung ist unterhalb der molluskenführenden Schicht der gleiche Wechsel des Kalkgehalts und des Schwermineralspektrums zu beobachten wie bei Frechen/Fortuna; die Pollenzusammensetzung ist wie die des oberen Fortuna-Tons von pleistozänem Typ. Im Gegensatz zu Frechen/Fortuna enthält die Ablagerung von Sessenheim jedoch eine Makroflora, die nur noch wenige Tertiärrelikte (z. B. *Zelkova* und *Rhododendron*) enthält und damit weitgehend der des Tigliums entspricht, also ebenfalls bereits pleistozänen Charakter hat („Pliocene final", GEISSERT & MENILLET 1976, GEISSERT 1980). Zusätzlich finden sich in der Ablagerung Reste des Proboscidiers *Zygolophodon borsoni*. Die Einstufung von Sessenheim (vgl. Tab. 4) läßt sich damit folgendermaßen begründen: Die Molluskenfauna hat noch tertiären Charakter (enthält z. B. noch

---

[5]) In diesem Teil des Fortuna-Tons ist auch eine magnetische Umpolung (normal → revers) zu finden. Das Alter der Ablagerung wäre noch weit geringer als von mir angenommen, wenn diese Umpolung, wie von BOENIGK et al. vermutet, der Gauss-Matuyama-Grenze entspräche, die mit 2,43 Ma datiert wird. Es dürfte sich vielmehr um eine ältere Umpolung handeln, z. B. des Mammoth- oder eines anderen Events der Gauss- oder Gilbert-Epoche.

[6]) Die Korrelation des Reuveriums mit dem Csarnotium = MN 15 durch TOBIEN (1970b) beruht auf zwei nicht ganz zutreffenden Voraussetzungen. Die Wetterauer Braunkohle ist nicht dem typischen Reuverium äquivalent, sondern älter, und die Floren des Villafranchiums aus dem Becken von Le Puy entsprechen nicht einfach denen des Tigliums, sondern enthalten mehr Tertiärrelikte (BOUT 1968, MÉON-VILAIN 1972). Die Floren aus dem Unteren Villafranchium Italiens (Triversa, Valdarno) sind wegen des Vorkommens von Taxodiaceen (ZAGWIJN 1974, AZZAROLI 1977) sogar mit großer Wahrscheinlichkeit dem Reuverium zuzuordnen. Auch BRUNNACKER et al. (1977) korrelieren das Reuverium mit dem Unteren Villafranchium.

Triptychia). Die Flora ist nicht mehr dem Reuverium (auch nicht dem Reuverium C, vgl. Zagwijn 1959) und noch nicht dem Tiglium im engeren Sinne zuzuordnen; sie ist am ehesten mit der des unteren Tigliums zu vergleichen (vgl. Zagwijn 1963). *Zygolophodon borsoni* ist in pliozänen Ablagerungen bis zum Unteren Villafranchium verbreitet, kommt aber im Niveau von Saint Vallier = MN 17 nicht mehr vor (Heintz et al. 1974, Azzaroli 1977); nach Azzaroli ist er bereits in der Montopoli-Fauna des Grenzbereichs MN 16–17 nicht mehr nachzuweisen. Die Ablagerung von Sessenheim ist offensichtlich einem Übergangsbereich[7]) zuzuordnen, in dem eine Flora von bereits pleistozänem Charakter mit einer Fauna von noch pliozänem Charakter vergesellschaftet ist. Das Alter der Ablagerung ist durch die Flora nach unten und das Vorkommen von *Zygolophodon borsoni* nach oben begrenzt; sie ist damit etwa in der Mitte von MN 16 einzustufen, was einem absoluten Alter von etwa 3 Ma entspricht (vgl. Tab. 4). Die Ablagerungen von Frechen/Fortuna sind nach Molluskenfauna und Pollenspektrum nur wenig alter als die von Sessenheim und können deshalb der gleichen MN-Einheit zugeordnet werden.

3. Stratigraphische Bedeutung von Clausiliidae und Triptychiidae für das kontinentale Neogen

Für die stratigraphische Bedeutung (= Leitwert) einer fossilen Gruppe ist besonders ihre Evolutionsgeschwindigkeit maßgebend, die von mehreren Faktoren wie genetischer Variabilität, Generationsdauer, Populationsgröße und Ausmaß von Umweltveränderungen abhangt. Wichtige praktische Voraussetzungen für großen Leitwert sind außerdem, daß die Gruppe gut bekannt ist, möglichst viele Merkmale aufweist, die untersucht werden konnen, und in den betreffenden Ablagerungen häufig ist. Besonders großen Leitwert haben fossile Gruppen, die Evolutionsreihen bilden; ist die Lesrichtung bekannt, so konnen z. B. isolierte Fundstellen, wie sie bei kontinentalen Ablagerungen haufig sind, in eine stratigraphische Reihe gebracht werden. Auch die Evolutionshöhe einer Fauna insgesamt kann zu diesem Zweck herangezogen werden. Als Leitfossilien für kontinentale Ablagerungen werden Wirbeltiere, Mollusken und Pflanzen verwendet. Bei den ersteren erfüllen die Säugetiere, besonders die Kleinsäuger (z. B. Insectivora, Rodentia, Lagomorpha), die genannten Bedingungen in besonderer Weise, so daß ihre Faunen die Grundlage einer stratigraphischen Gliederung des kontinentalen Tertiärs bilden (s. oben). Der Leitwert der Binnenmollusken wurde bisher unterschiedlich beurteilt; die meisten Stratigraphen halten ihn für eher gering. Dieses abwertende Urteil rührt zum einen daher, daß die meisten Gruppen fossiler Binnenmollusken ungenügend bekannt sind und sich daher kaum jemand findet, der willens und imstande ist, fossile Binnenmolluskenfaunen zu bearbeiten; die Zahl der an europäischen Universitäten und Forschungsinstituten tatigen Mollusken-Paläontologen ist verglichen mit der der Säugetier-Paläontologen entsprechend klein. Zum anderen haben die verschiedenen Gruppen von Binnenmollusken verschiedenen Leitwert, wie be-

[7]) Dieser Übergangsbereich, dem auch die bekannten Floren von Ceyssac, Rippersroda und Mizerna II angehören dürften, liegt mit Sicherheit vor der ersten ausgeprägten Kaltzeit, die durch die Arbeiten von Zagwijn (besonders 1959, 1974) mit dem Namen Praetiglium verbunden ist. Mit dieser Kaltzeit durfte der Faunenwandel an der Grenze MN 16–17 (Pliozan-Pleistozan-Grenze fur Mollusken und Saugetiere, vgl. Tab. 4) zusammenhängen. Es ist möglich, daß zwischen Reuverium und dem Übergangsbereich ebentalls eine (jedoch weit weniger ausgepragte) Kaltzeit liegt, wie sie Menke (1975) in Schleswig-Holstein nachgewiesen hat. Sie würde der Pliozän-Pleistozän-Grenze für Pflanzen (vgl. Tab. 4) entsprechen. Die Namengebung von Menke, Praetegelen fur diese Kaltzeit, Meinweg fur den Übergangsbereich und Ekholt für die ausgeprägte Kaltzeit, ist jedoch, selbst wenn seine Korrelation richtig ist, nicht sinnvoll, weil dadurch Mißverständnisse bei der Benutzung des Begriffs Praetiglium unvermeidlich sind.

reits ein Vergleich der entsprechenden tertiaren Faunen zeigt. So sind Landschnecken für stratigraphische Untersuchungen besser geeignet als Süßwasserschnecken oder gar Kleinmuscheln. Ein solcher Vergleich zeigt weiter, daß auch die verschiedenen Landschneckengruppen verschiedenen Leitwert haben; diese Unterschiede und ihre Ursachen sollten noch genauer untersucht werden. Bisher wurden für stratigraphische Zwecke fast nur Gesamtfaunen benutzt; wenn einzelne Gruppen besonders herangezogen wurden, waren es meist solche der Helicidae (z. B. WENZ 1920, TRUC 1971b, SCHLICKUM & STRAUCH 1973, LUEGER 1981)[8]).

Zum Leitwert der Clausiliidae und Triptychiidae im Neogen ist zu sagen, daß diese Gruppen in diesem Zeitraum eine hohe Evolutionsgeschwindigkeit zeigen, die sich aber bei beiden verschieden auswirkt. Die Clausilien sind merkmalsreicher als die Triptychien; sie haben eine stratigraphische Reichweite von einer bis vier MN-Einheiten und weisen eine reiche systematische Gliederung auf, so daß sich Evolutionsreihen finden und Evolutionshohen von Faunen beurteilen lassen (H. NORDSIECK 1981b). Stratigraphisch bedeutsam sind z. B. die Evolutionsreihen *Serrulastra ptycholarynx – trolli – schuetti* auf Artniveau und *Canalicia – Pseudidyla – Clausilia* auf Gattungsniveau. Nach der Evolutionshohe der Clausilienfaunen läßt sich das Neogen in Abschnitte unterteilen, die sich durch Faunenumwandlungen begrenzen lassen. Mit Hilfe einer reichen Clausilienfauna laßt sich die Zuordnung einer kontinentalen Ablagerung zu einer MN-Einheit mit gleicher Sicherheit wie mit Kleinsäugern vornehmen. Im Gegensatz zu diesen sind fossile Clausilien jedoch nicht haufig genug, um vergleichbare Bedeutung zu erlangen; außerdem schrankt die Begrenztheit ihrer Areale, die sich z. B. aus dem Vergleich etwa gleich alter miozäner Faunen aus West- und Osteuropa ablesen läßt, ihre stratigraphische Bedeutung ein. Die Triptychien kommen haufiger in neogenen Ablagerungen vor als die Clausilien, sind aber merkmalsärmer und durch weniger Arten repräsentiert, die alle zu einer Gattung gehören. Fast an jeder Fundstelle ist eine andere *Triptychia*-Art anzutreffen; es ist kaum eine Art bekannt, die mit Sicherheit in mehr als einer MN-Einheit vorkommt. Die einzige Reihe, die als Evolutionsreihe in Frage kommt, ist die der *Milneedwardsia*-Arten des Rhône-Beckens (TRUC 1972). Im übrigen ist die Evolutionshohe der jungsten *Triptychia*-Arten des Pliozäns (soweit erkennbar) die gleiche wie die der altesten des Oligozäns. Die Triptychien haben jedoch, ähnlich wie eine Clausilien-Gruppe, die Unterfamilie Serrulininae, große stratigraphische Bedeutung für kontinentale Ablagerungen im Grenzbereich von Pliozän und Pleistozän, zumindest für den Bereich der westlichen und zentralen Paratethys, in dem beide zu dieser Zeit aussterben. Der genauere Zeitpunkt des Aussterbens von *Triptychia* laßt sich mit Hilfe der Fundstellen Sessenheim, Cessey-sur-Tille und Stranzendorf A auf den Grenzbereich MN 16–17 festlegen, der mit etwa 2,5 Ma datiert wird und dem Praetiglium äquivalent sein dürfte (s. oben). Da in geeigneten neogenen Ablagerungen fast immer *Triptychia*-Reste zu finden sind, läßt sich diese Gruppe als Leitfossil für den Grenzbereich von Pliozän und Pleistozän verwenden, d. h. wenn eine Ablagerung aus dem genannten Raum *Triptychia*-Reste enthält, darf man daraus mit großer Sicherheit schließen, daß sie älter als Praetiglium ist.

[8]) Bei einer Durchsicht der vier Arbeiten wird exemplarisch deutlich, daß die fossilen Helicidae dringend der Revision bedürfen. Solange die systematischen Beziehungen der wichtigsten Gattungen nicht geklärt sind, man z. B. nicht weiß, was zu *Cepaea* gehört und was nicht oder ob *Mesodontopsis* mit *Tropidomphalus* verwandt ist oder nicht, können keine begründeten Aussagen zur Phylogenese gemacht werden, kann man also mit diesen Gruppen keine Stratigraphie betreiben.

Danksagung

Für ihren Rat und ihre Bereitschaft zur Diskussion der sich bei meiner Arbeit ergebenden Probleme möchte ich mich bei den Kollegen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, besonders bei Prof. Dr. V. FAHLBUSCH und Dr. D. MÜLLER, bedanken. Fachliche und Literaturhinweise erhielt ich außerdem von Prof. Dr. A. PAPP und Dr. F. RÖGL (Wien), Dr. W. H. ZAGWIJN (Haarlem), F. GEISSERT (Sessenheim) und Dr. B. MENKE (Kiel). G. FALKNER (München) und Dr. R. JANSSEN (Frankfurt a. M.) habe ich besonders für die Hilfe bei der Beschaffung von Literatur zu danken. Auch für die vielfältige Unterstützung, die mir bei der umfangreichen Literaturarbeit in den Bibliotheken der Bayerischen Staatssammlung und des Geologischen Instituts der Universität Tübingen gewährt wurde, sei an dieser Stelle noch einmal gedankt.

Schriftenverzeichnis

ALBERDI, M. T. & AGUIRRE, E. (1977): Round-Table on mastostratigraphy of the W. Mediterranean Neogene. – Trab. Neogeno-Cuaternario, **7:** 1–47; Madrid.

ANDREAE, A. (1904): Dritter Beitrag zur Kenntnis des Miocäns von Oppeln i. Schl. – Mitt. Roemer-Mus. Hildesheim, **20:** 1–22.

AZZAROLI, A. (1970): Villafranchian correlations based on large mammals. – Giorn. Geol., (2) **35:** 111–131; Bologna.

AZZAROLI, A. (1977): The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary. – Giorn. Geol., (2) **41:** 61–79; Bologna.

BABOR, J. F. (1897): Beiträge zur Kenntnis der tertiären Binnenconchylienfauna Böhmens. I. – S. B. k. böhm. Ges. Wiss. math.-nat. Cl., **63:** 1–18 (Sep.); Prag.

BERGGREN, W. A. & VAN COUVERING, J. A. (1974): The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **16:** 1–216.

BINDER, H. (1977): Bemerkenswerte Molluskenfaunen aus dem Pliozän und Pleistozän von Niederösterreich. – Beitr. Paläont. Österr., **3:** 1–78; Wien.

BOENIGK, W., BRELIE, G. VON DER, BRUNNACKER, K., KOČI, A., SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). – Newsl. Stratigr., **3:** 219–241.

BOENIGK, W., BRELIE, G. VON DER, BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R. & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, **75:** 1–80; Wiesbaden.

BOETTGER, O. (1863): Clausilien aus dem tertiären Landschnecken-Kalk von Hochheim. – Palaeontogr., **10:** 309–318.

BOETTGER, O. (1877): Clausilienstudien. – Palaeontogr., (NF) Suppl. **3:** 1–122.

BOETTGER, O. (1885): Notiz über zwei Clausiliinae des Mainzer Beckens. – Nachr. Bl. dtsch. malak. Ges., **17:** 116–117; Frankfurt a. M.

BOETTGER, O. (1908): Die fossilen Mollusken der Hydrobienkalke von Budenheim bei Mainz. – Nachr. Bl. dtsch. malak. Ges., **40:** 145–157; Frankfurt a. M.

BOURGUIGNAT, J. R. (1881): Histoire malacologique de la Colline de Sansan. – Annal. Sci. géol., **11:** 1–175.

BOUT, P. (1968): La limite Pliocène-Quaternaire en Europe occidentale. – Bull. Assoc. franç. Quaternaire, **1968-1:** 55–78.

BRUNNACKER, K., TOBIEN, H. & BRELIE, G. VON DER (1977): Pliozän und Ältestpleistozän in der Bundesrepublik Deutschland. Ein Beitrag zur Neogen/Quartär-Grenze. – Giorn. Geol., (2) **41:** 131–163; Bologna.

CICHA, I., FAHLBUSCH, V. & FEJFAR, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **140:** 129–145.

DEHM, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwasser-Molasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000: 81–88; München (Bayer. geol. L.-Amt).

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., (NF) **118:** 1–136; München.

FAHLBUSCH, V. (1970): Populationsverschiebungen bei tertiären Nagetieren, eine Studie an oligozänen und miozänen Eomyidae Europas. – Abh. bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., (NF) **145:** 1–136; München.
FAHLBUSCH, V. (1975): Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15:** 63–90; München.
FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., **5:** 160–167.
FAHLBUSCH, V. (1981): Miozän und Pliozän – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **21:** 121–127; München.
FAHLBUSCH, V., GALL, H. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73. – Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128; München.
FALKNER, G. (1974): Über Acanthinulinae aus dem Obermiozän Süddeutschlands (Gastropoda: Pupillacea). – Arch. Moll., **104:** 229–245; Frankfurt a. M.
FEJFAR, O. (1974): Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. – Palaeontogr., (A) **146:** 100–180.
FISCHER, K. (1922): Die fossilen Mollusken der Hydrobien-Schichten von Budenheim bei Mainz. 4. Nachtrag. – Arch. Moll., **54:** 102–106; Frankfurt a. M.
FISCHER, K. & WENZ, W. (1915): Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **35:** 37–75.
GALL, H. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12:** 3–32; München.
GALL, H. (1980): Eine Gastropodenfauna aus dem Landshuter Schotter der Oberen Süßwassermolasse (Westliche Paratethys, Badenien) von Gündlkofen/Niederbayern. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **20:** 51–77; München.
GEISSERT, F. (1980): Caractéristiques paléobotaniques du Pliocène et du Quaternaire en Basse-Alsace. – Bull. Assoc. franç. Quaternaire, **1979–4:** 159–169.
GEISSERT, F. & MENILLET, F. (1976): Carte géologique 1:50000 et Notice explicative Seltz-Wissembourg No. 169/199, B. R. G. M., Orléans.
GOTTSCHICK, F. (1920): Die Land- und Süßwassermollusken des Tertiärbeckens von Steinheim am Aalbuch. – Arch. Moll., **52:** 33–47, 49–66, 108–117, 163–177; Frankfurt a. M.
GOTTSCHICK, F. & WENZ, W. (1916): Die Sylvanaschichten von Hohenmemmingen und ihre Fauna. – Nachr. Bl. dtsch. malak. Ges., **48:** 17–31, 55–74, 97–113; Frankfurt a. M.
HEINTZ, E., GUÉRIN, C., MARTIN, R. & PRAT, F. (1974): Principaux gisements villafranchiens de France: Listes fauniques et biostratigraphie. – Mém. B. R. G. M., **78:** 169–182; Paris.
JOOSS, C. H. (1910): Binnenconchylien aus dem Obermiocän des Pfänders bei Bregenz am Bodensee. – Arch. Moll., **42:** 19–29; Frankfurt a. M.
JOOSS, C. H. (1927): Eine neue *Laminifera* aus dem Landschneckenkalk des Mainzer Beckens. – Arch. Moll., **59:** 145–147; Frankfurt a. M.
JUNG, W. & MAYR, H. (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **20:** 159–173; München.
KAUFEL, F. (1928): Beitrag zur Kenntnis der tertiären Clausiliiden des inneralpinen Wiener Beckens. – Arch. Moll., **60:** 133–146; Frankfurt a. M.
KLIKA, G. (1891): Die tertiaeren Land- und Süsswasser-Conchylien des nordwestlichen Böhmen. – Arch. naturw. Landesdurchf. Böhmen, **7:** 1–122; Prag.
KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57:** 479–632.
KOWALSKI, K. (1967): Rodents from the Miocene of Opole. – Acta Zool. Cracov., **12:** 1–18; Krakau.
KRANZ, W. (1908): Bemerkungen zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg, Baden, Elsaß, usw. nebst Erläuterungen von C. REGELMANN. – Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal., **1908:** 556–564, 589–596.
LESCHIK, G. (1956): Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. – Palaeontogr., (B) **100:** 26–64.
LOCARD, A. (1888): Recherches paléontologiques sur les dépôts tertiaires à *Milne-Edwardsia* et *Vivipara* du Pliocène inférieur du département de l'Ain. – Ann. Acad. Mâcon, (2) **6:** 1–160.

LÓRENTHEY, I. (1906): Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. – Res. wiss. Erforsch. Balatonsees, **1**, Anh. Paläont. Umgeb. Balatonsees, **4:** 1–216; Wien (1911).

LUEGER, J. P. (1979): Überregionale Korrelationsmöglichkeiten mit Hilfe pannonischer und pontischer Landschnecken. – Anz. österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., **6:** 139–144; Wien.

LUEGER, J. P. (1981): Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens (I. Systematik. II. Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen). – Denkschr. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **120:** 1–124; Wien.

MALZ, H. & MOAYEDPOUR, E. (1973): Miozäne Süßwasser-Ostracoden aus der Rhön. – Senckenbergiana leth., **54:** 281–309.

MARIANI, A. & PAPP, A. (1966): Zur Kenntnis der Molluskenfauna von St. Veit a. d. Triesting (Niederösterreich). – Verh. Geol. Bundesanst., **1966:** 141–147; Wien.

MEIN, P. (1975): Résultats du Groupe de Travail des Vertebres. In: SENEŠ, J. (Hrsg.): Report on Activity of the R. C. M. N. S. Working Groups (1971–1975): 78–81; Bratislava (VEDA).

MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. – Geol. Jb., (A) **26:** 3–151; Hannover.

MEON-VILAIN, H. (1972): Analyse palynologique de la flore du gisement villafranchien de Vialette (Haute-Loire). – Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, **49:** 151–156.

MÜLLER, E.-D. (1972): Die Oligozän-Ablagerungen im Gebiet des Nordlinger Rieses. Diss. Univ. München.

NORDSIECK, H. (1972): Fossile Clausilien, I. Clausilien aus dem Pliozän W-Europas. – Arch. Moll., **102:** 165–188; Frankfurt a. M.

NORDSIECK, H. (1974): Fossile Clausilien, II. Clausilien aus dem O-Pliozän des Elsaß. – Arch. Moll., **104:** 29–39; Frankfurt a. M.

NORDSIECK, H. (1976): Fossile Clausilien, III. Clausilien aus dem O-Pliozän des Elsaß, II (mit Bemerkungen zur systematischen Stellung von *Triptychia*). – Arch. Moll., **107:** 73–82; Frankfurt a. M.

NORDSIECK, H. (1978): Fossile Clausilien, IV. Neue Taxa neogener europäischer Clausilien, I. – Arch. Moll., **109:** 103–108; Frankfurt a. M.

NORDSIECK, H. (1981a): Fossile Clausilien, V. Neue Taxa neogener europäischer Clausilien, II. – Arch. Moll., **111:** 63–95; Frankfurt a. M.

NORDSIECK, H. (1981b): Fossile Clausilien, VI. Die posteozänen tertiären Clausilien Mittel- und West-Europas. – Arch. Moll., **111:** 97–114; Frankfurt a. M.

PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. geol. Ges. Wien, **39–41:** 99–193.

PAPP, A. (1959): Tertiär. Grundzüge Regionaler Stratigraphie. In: PAPP, A. & THENIUS, E.: Handb. Stratigr. Geol.; Stuttgart (ENKE).

PAPP, A. (1974): Landschnecken im Sarmatien der Zentralen Paratethys. In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J.: M_5 Sarmatien. – Chronostratigr. u. Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **4:** 377–395; Bratislava (VEDA).

PAPP, A. & THENIUS, E. (1954): Vösendorf – ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. geol. Ges. Wien, **46:** 1–109.

PENECKE, A. (1891): Die Mollusken-Fauna des untermiocänen Süßwasserkalkes von Reun in Steiermark. – Z. dtsch. geol. Ges., **43:** 346–368.

RÖGL, F., STEININGER, F. & MÜLLER, C. (1978): 51. Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). In: HSÜ, K., MONTADERT, K. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project **42/1**: 985–990; Washington.

SANDBERGER, F. (1870–1875): Die Land- und Süßwasser Conchylien der Vorwelt; Wiesbaden (KREIDEL).

SACCO, F. (1886a): Nuove specie terziarie di molluschi terrestri e d'acqua dolce e salmastra del Piemonte. – Atti Soc. ital. Sci. nat. (Milano), **29:** 427–476.

SACCO, F. (1886b): Fauna malacologica delle alluvioni plioceniche del Piemonte. – Mem. r. Accad. Sci. Torino, Cl. Fis. Mat. Nat., (2) **37:** 109–206.

SCHLICKUM, W. R. (1970): Neue tertiäre Landschnecken. – Arch. Moll., **100:** 83–87; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. (1975): Die oberpliozäne Molluskenfauna von Cessey-sur-Tille (Departement Côte d'Or). – Arch. Moll., **106:** 47–79; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. (1976): Die in der pleistozänen Gemeindekiesgrube von Zwiefaltendorf a. d. Donau abgelagerte Molluskenfauna der Silvanaschichten. – Arch. Moll., **107:** 1–31; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. (1979): Die Gattung *Hydrocena* im europäischen Tertiär (Neritacea: Hydrocenidae). – Arch. Moll., **110:** 71–73; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & GEISSERT, F. (1980): Die pliozäne Land- und Süßwassermolluskenfauna von Sessenheim/Krs. Hagenau (Unterelsaß). – Arch. Moll., **110:** 225–259; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1970): Fossile Arten der Gattungen *Soosia* P. HESSE und *Helicigona* RISSO. – Arch. Moll., **100:** 165–177; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1971): Die neue Helicidengattung *Frechenia* aus dem westeuropäischen Pliozän. – Arch. Moll., **101:** 145–157; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1973): Die neogene Gastropoden-Gattung *Mesodontopsis* PILSBRY 1895. – Arch. Moll., **103:** 153–174; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1979): Die Land- und Süßwassermollusken der pliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle. – Abh. senckenb. naturf. Ges., **536:** 1–144; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & TRUC, G. (1972): Neue jungpliozäne Arten der Gattungen *Acanthinula* BECK und *Spermodea* WESTERLUND. – Arch. Moll., **102:** 189–193; Frankfurt a. M.

SCHLOSSER, M. (1907): Die Land- und Süsswassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **57:** 753–791; Wien.

SCHÜTT, H. (1967): Die Landschnecken der untersarmatischen Rissoenschichten von Hollabrunn, N.-Ö. – Arch. Moll., **96:** 199–222; Frankfurt a. M.

STEININGER, F. & PAPP, A. (1979): Current biostratigraphic and radiometric correlations of Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s. str., Pannonian s. str., and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian Event in the Paratethys. – Newsl. Stratigr., **8:** 100–110.

STEININGER, F., RÖGL, F. & MARTINI, E. (1976): Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsl. Stratigr., **4:** 174–202.

STRAUCH, F. (1977): Die Entwicklung der europäischen Vertreter der Gattung *Carychium* O. F. MÜLLER seit dem Miozän (Mollusca: Basommatophora). – Arch. Moll., **107:** 149–193; Frankfurt a. M.

TOBIEN, H. (1970a): Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56:** 13–36; Wiesbaden.

TOBIEN, H. (1970b): Biostratigraphy of the Mammalian faunas at the Pliocene-Pleistocene boundary in Middle and Western Europe. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **8:** 77–93.

TROLL, O. VON (1907): Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **57:** 33–90; Wien.

TRUC, G. (1971a): Gastéropodes continentaux néogènes du bassin rhodanien. – Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, (H. S.) **1:** 79–129.

TRUC, G. (1971b): Heliceae (Gastropoda) du Néogène du bassin rhodanien (France). – Geobios, **4:** 273–327; Lyon.

TRUC, G. (1971c): Helicidae nouveaux du Miocène supérieur bressan; réflexions sur le genre *Tropidomphalus* (Gastropoda: Euthyneura). – Arch. Moll., **101:** 275–287; Frankfurt a. M.

TRUC, G. (1972): Clausiliidae (Gastropoda, Euthyneura) du Néogène du bassin rhodanien (France). – Geobios, **5:** 247–275; Lyon.

VASS, D., BAGDASARYAN, G. P. & STEININGER, F. (1978): The Badenian radiometric ages. In: PAPP, A., CICHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F.: M_4 Badenien. – Chronostratigr. u. Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **6:** 35–45; Bratislava (VEDA).

WEGNER, R. N. (1913): Tertiaer und umgelagerte Kreide bei Oppeln (Oberschlesien). – Palaeontogr., **60:** 175–274.

WENZ, W. (1912): Die fossilen Mollusken der Hydrobienschichten von Budenheim b. Mainz. II. Nachtrag. – Arch. Moll., **44:** 186–196; Frankfurt a. M.

WENZ, W. (1914): Die Landschneckenkalke des Mainzer Beckens und ihre Fauna. II. Paläontologischer Teil. – Jb. nassau. Ver. Naturkde., **67:** 30–154; Wiesbaden.

WENZ, W. (1920): Über das Vorkommen von *Cepaea eversa larteti* (BOISSY) in den schwäbischen Silvanaschichten und seine Bedeutung für deren Gliederung. – Senckenbergiana, **2:** 151–158.

WENZ, W. (1923–1930): Gastropoda extramarina tertiaria. – Foss. Catal., I; Berlin (W. JUNK).

WENZ, W. (1924): Die Flammenmergel der Silvanaschichten und ihre Fauna. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., **12:** 181–186; Stuttgart.

WENZ, W. (1933): Zur Land- und Süßwassermolluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebiets. – Senckenbergiana, **15:** 7–12.

WENZ, W. (1934): Eine neue *Triptychia* aus süddeutschem Burdigal. – Arch. Moll., **66:** 54–56; Frankfurt a. M.

WENZ, W. (1935): Weitere Beiträge zur Land- und Süßwasser-Molluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebietes. – Senckenbergiana, **17:** 223–225.

ZAGWIJN, W. H. (1959): Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozanen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4:** 5–26; Krefeld.

ZAGWIJN, W. H. (1963): Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. – Meded. Geol. St., (N. S.) **16:** 49–71; Maastricht.

ZAGWIJN, W. H. (1974): The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. – Boreas, **3:** 75–97; Oslo.

ZÖBELEIN, H. K. (1952): Die Bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. – Geologica Bavarica, **12:** 1–86; München.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 22 | 157–174 | München, 31. 12. 1982

Geröllchen alpiner Tiefsee-Gesteine in schwäbischer Hafnerkeramik

Ein Beitrag zur Keramikforschung zwischen Iller und Lech

Von Herbert Hagn*)

Mit 5 Abbildungen und Tafel 16

Kurzfassung

In Dünnschliffen von Scherben von Hafnerkeramik aus Bayerisch-Schwaben (Raum Roßhaupten – Hafenhofen NE Burgau) wurden Geröllchen von Radiolariten des kalkalpinen Malm und von oberkretazischen Spiculiten der Rhenodanubischen Flyschzone nachgewiesen. Der verwendete Töpferton stammt aus dem Hangenden der Unteren Deckschotter, die der altquartären Donaueiszeit zuzurechnen sind. Regional gesehen gehört das Vorkommen der Zusam-Platte an, die einen Teil der Nördlichen Iller-Lech-Platte bildet.

Es wird versucht, Streufunde von Äckern auf eine ehemalige Töpferei in Hafenhofen zu beziehen, die in der Hauptsache wohl im 18. Jahrhundert bestand. Ferner wird auf den benachbarten Töpferort Jettingen/Mindel eingegangen. Es ist geplant, die jüngere Keramik Bayerisch-Schwabens, die bisher so gut wie unbekannt ist, eingehender zu erforschen. Bei diesem Vorhaben sollen Untersuchungen von Dünnschliffen eine große Rolle spielen.

Abstract

Small pebbles of radiolarites of Malmian age (Kalkalpin) and of Upper Cretaceous spiculites (Rhenodanubic Flysch zone) were recognized in thin sections made from sherds of pottery in the Bavarian-Suebian region (Roßhaupten – Hafenhofen area NE of Burgau). The ceramic clay was taken from the hanging beds of the Lower Deckschotter of the Danube cold period of Lower Pleistocene. Regionally the clay outcrops belong to the Zusam gravel plate which forms part of the Northern Iller-Lech gravel plate.

It is tried to refer these scattered findings to a former pottery at Hafenhofen which mainly existed during the 18th century. In addition the neighbouring pottery at Jettingen on the river Mindel is discussed. It is planned to carry out more research on the younger ceramics of the Bavarian-Suebian region which is hitherto nearly unknown. The investigation of thin sections will play a major role in this project.

*) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard Wagner-Str. 10/II, 8000 München 2.

Inhalt

1. Einführung 158
2. Die Ackerfunde NE Roßhaupten bei Burgau 159
3. Die mikroskopische Untersuchung von jüngerer Hafnerkeramik 165
3.1 Methodik und Ziele 165
3.2 Die Mikrofazies der Scherben von Roßhaupten 166
3.3 Geologische Voraussetzungen 169
4. Der vermutete Töpferort Hafenhofen NW Roßhaupten 169
Schriftenverzeichnis 172

1. Einführung

Keramische Erzeugnisse gehören zum ältesten Kulturgut der Menschheit. Die Widerstandsfähigkeit des gebrannten Tons gegenüber Verwitterung bietet die Voraussetzung für die zahlreichen Bodenfunde, die immer wieder auf uns kommen. Scherben aus vor- und frühgeschichtlicher Zeit standen schon immer hoch in Ehren. Desgleichen waren mittelalterliche Geschirreste seit jeher begehrt. Glasierte Scherben der Neuzeit wurden hingegen bis in die jüngste Zeit hinein nur wenig beachtet. Vor allem Reste des alltäglichen Gebrauchsgeschirrs, das ja auch kaum in Heimatmuseen gezeigt wird, schien kaum der Beachtung wert. Diese Vernachlässigung von Gegenständen der Volkskunde hatte zur Folge, daß manche Hafnergebiete des bayerischen Raumes auch heute noch eine terra incognita darstellen.

Hier gilt es, einen noch weitgehend verborgenen Schatz zu heben. „Der kleine Hafner ist darum immer der Hauptträger der unverfälschten ... Volkskunst, und die Kenntnis seiner Erzeugnisse bildet einen rein fließenden Quell des Farb- und Formsinns" (Gröber 1925, S. 22). Jedes handwerklich hergestellte Gefäß ist ein Unikat. Seine Formgebung ist oft von Generation zu Generation überliefert, wenn auch immer wieder neue Spielarten hinzutreten. Neben der Form sind es vor allem Farbe und Dekor, die eine Abgrenzung einzelner Hafnerlandschaften ermöglichen.

Die Keramikforschung ist eine vielschichtige Wissenschaft. Man kann sich ihr von den verschiedensten Seiten her nahern. Den Geologen interessiert vor allem der Rohstoff Ton, der ein Verwitterungsprodukt ehemals fester Gesteine darstellt und aus dem Abbau von Gebirgen stammt. Den Paläontologen reizt indessen die geprägte Form, die nicht nur die Tier- und Pflanzenwelt auszeichnet, sondern auch in der gestaltenden Tätigkeit eines Töpfers oder Hafners zum Ausdruck kommt. Die vorliegende Arbeit überschreitet daher die Grenze zu den Geisteswissenschaften, wobei naturwissenschaftlichen Arbeitsmethoden zunächst noch ein breiterer Raum gewährt wird.

Das Gebiet westlich Augsburg war nach Bauer (1976, S. 15) „wahrscheinlich ein bisher unentdecktes Ballungsgebiet der Hafnerei" (vgl. hierzu Bauer 1982, S. 108). Da von der ehemaligen Produktion nur mehr ein verschwindend geringer Teil erhalten geblieben ist, muß die keramische Feldforschung auch Streu- und Ackerfunde weitgehend berücksichtigen. Es darf davon ausgegangen werden, daß wenigstens ein Teil der hergestellten Ware in der Nähe der Töpferorte verblieben ist und in Form von Bruchstücken auf die umliegenden Äcker gelangte. Eine der wichtigsten Aufgaben ist hierbei, „Leitscherben" aufzufinden und zu typisieren, um sie siedlungsgeographisch auszuwerten. In diesem Zusammenhang ist auch die Bemerkung Bauers (1976, Anmerkung 34 auf S. 15) zu verstehen: „Die Kartierung des Verdachts halten wir für hilfreich". Ein weiterer Schritt wäre die Suche nach alten Werkstattgruben, die durch eine Scherbenkartierung zweifellos erleichtert wird.

Es ist demnach zu hoffen, daß im Lauf der Zeit auch die bayerisch-schwäbische Hafnerprovinz, die politisch bis Ende 1805 zu Österreich gehörte, zumindest in ihren Konturen sichtbar gemacht werden kann. Die Arbeit wird mühsamer und zeitraubender sein als in den niederbayerisch-oberösterreichischen Hafnergebieten (Bauer 1976), da bisher keine Vorarbeiten geleistet wurden. Die Untersuchungen sollen sich daher, zumindest vorläufig, auf den Raum zwischen Iller und Lech beschränken und vor allem Keramik vom Ende des 30jährigen Krieges bis zum Ende des 19. Jahrhunderts berücksichtigen. Bei den geplanten Arbeiten sollen Dünnschliffuntersuchungen von Scherben eine große Rolle spielen, um auf diese Weise die vermuteten oder bereits bekannten Herstellungsorte mit geologischen Arbeitsmethoden absichern zu können.

Es ist dem Verfasser eine angenehme Pflicht, all denen zu danken, die mit Rat und Tat zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beitrugen. Wertvolle Hinweise über das Gebiet zwischen Iller und Lech lieferte Herr L. Scheuenpflug, Neusäß-Lohwald, der auch Proben von Töpfertonen und Scherben von Lützelburg, einem ehemaligen Töpferort NW Augsburg, zur Verfügung stellte. Desgleichen steuerte Herr Rektor i. R. A. Mayer, Dürrlauingen, Vergleichsmaterial aus dem schwäbischen Raum bei. Den beiden Familien Michael und Elisabeth Mayer, Roßhaupten, und Hermann und Dora Stempfle, Hafenhofen, sei für ihre allzeit gewährte Hilfe herzlich gedankt.

Herr Dr. E. Seidel, Braunschweig, führte Glasuranalysen von Scherben aus Roßhaupten durch. Frl. D. Noe, München, machte Brennversuche an Töpfertonen von Hafenhofen. Beiden gebührt für ihre Hilfsbereitschaft ebenfalls herzlicher Dank.

Als wertvoll erwiesen sich ferner Kontakte zu den Herren Dr. W. Endres, Regensburg, und L. Grasmann, Vilsbiburg, denen der Verfasser Vergleichsmaterial von Regensburg bzw. aus dem Raum Kröning – Vilsbiburg verdankt.

Bei der Beschaffung von Vergleichsmaterial waren ferner die Herren H. Obermüller und J. Wührl, beide München, sowie R. Schmid, Haslach, behilflich. Eine weitere Unterstützung erfuhr der Verfasser durch die Herren K. Kowald, J. Müller und F. Pfeil, alle München. Herr J. Müller überließ dem Verfasser zahlreiche Gefäße, die er aus bayerischen Seen durch Tauchen barg. Auch diese Hilfe sei dankbar vermerkt.

Ein besonderes Lob ist Herrn G. Fuchs für die sorgfältige und manchmal mühsame Anfertigung von Dünnschliffen von Scherben zu zollen. An den technischen Arbeiten beteiligten sich ferner die Herren K. Dossow (Zeichnungen), F. Höck (Photos) und P. Veit (Arbeiten im Gelände). Frau M. Schröder besorgte wie immer mit großer Sorgfalt die Reinschrift des Manuskriptes. Allen Genannten sei gleichfalls herzlich gedankt.

2. Die Ackerfunde NE Roßhaupten bei Burgau

Vor wenigen Jahren wurde 1 km NE Roßhaupten (Abb. 1) eine Wiese umgepflügt, die eine Fläche von ca. 200×150 m einnahm. Bei wiederholten Begehungen konnten in der Ackerkrume zahlreiche Scherben[1]) von Hafnerkeramik aufgesammelt werden. Die Fundstelle liegt in der Flur „Gemeindeteile" („Gmoid") der topographischen Karte 1:5000 Nr. N. W. XV. 35.

Die auffallend gehäuften Streufunde verteilen sich auf Randstücke, Wandstücke, Bodenstükke, Henkel und Deckel. Fast alle Scherben sind oxidierend und verhältnismäßig weichgebrannt. Reste von reduzierend gebranntem Geschirr treten ziemlich selten auf. Aus den vorliegenden

[1]) Der Ausdruck „Scherben" wird in der vorliegenden Arbeit in zweifachem Sinne verwendet. Einmal wird darunter ein Bruchstück eines irdenen Gefäßes verstanden, zum anderen bezeichnet er den gebrannten Ton mitsamt seinen Eigenschaften.

Abb. 1: Topographische Skizze der Fundpunkte von Scherben im Raum Roßhaupten – Hafenhofen

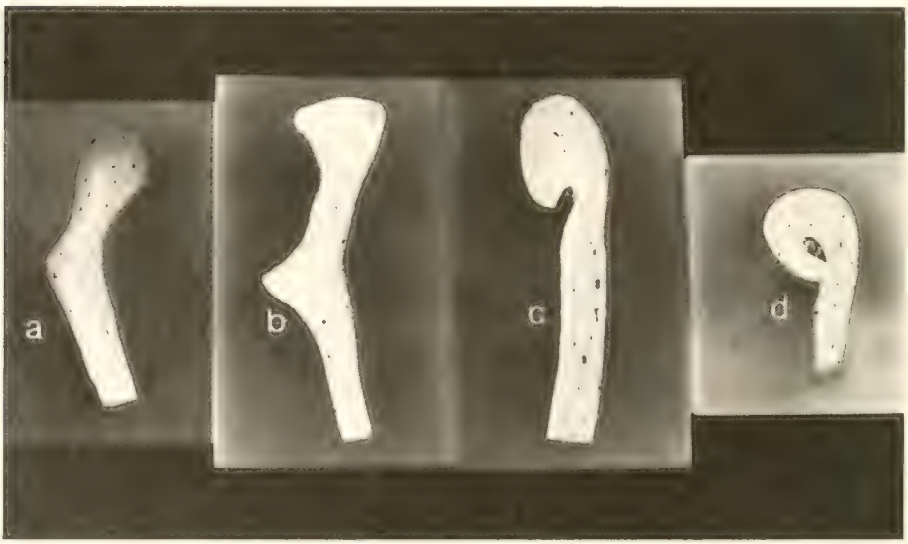


Abb. 2: Bezeichnende Randprofile von Scherben von einem Acker NE Roßhaupten. a–b: Kragenränder, c–d: Rouladenränder. Die Scherben sind in Kunstharz (Akemi) eingebettet. Aufsichtsphotos in natürlicher Größe.

Randstücken kann auf über 100 Gefäße geschlossen werden. Dazu kommen Hunderte von Scherben, die wohl noch weitere Einzelstücke repräsentieren.

Ein großer Teil der Scherben läßt sich auf kleine bis mittelgroße Schüsseln beziehen. Zahlreiche andere Stücke stammen von Häfen bzw. Töpfen, deren Außenwand häufig deutliche Rußspuren aufweist. Sie sind Kochgefäßen zuzuordnen, die wohl immer mit Henkeln und teilweise auch mit Deckeln versehen waren. Einige dieser Töpfe wiesen eine stark bauchige Wand auf. Die Funde einer Ausgußtülle sowie eines geschwungenen Füßchens belegen ferner den Typ des Rohrhafens bzw. eines dreifüßigen Gefäßes („Dreifuß"), das in abgewandelter Form den „Wappentopf" des vermuteten Töpferortes Hafenhofen (vgl. hierzu S. 170) darstellt. Es liegen demnach durchwegs Reste alltäglichen Gebrauchsgeschirrs vor.

Randformen. – Die Ausbildung des Gefäßrandes im Bereich der Mündung gilt als eines der wichtigsten Merkmale für die Keramikforschung. Um diese Formen deutlicher sichtbar zu machen, wurde damit begonnen, eine „Ostrakothek" (von griech. óstrakon = irdene Scherbe) aufzubauen. Dabei werden Randstücke in Kunstharz (Akemi) eingegossen und die Harzblöcke geschliffen und poliert (Abb. 2). Dieses Verfahren ist beim Vergleich von Randprofilen sehr hilfreich. Die in den Harzklötzchen eingeschlossenen Scherben lassen auf einen Blick Querschnitt, Farbe, Struktur und Dicke mühelos erkennen. Aus Raumgründen kann hier allerdings nur ein verschwindend kleiner Teil der angetroffenen Randprofile abgebildet werden.

Ein Teil der Schüsselfragmente besitzt einen charakteristischen Kragenrand (Abb. 2, a–b). Seine Höhe ist meist beträchtlich. Die Außenseite weist gewöhnlich zwei Dorne auf (b), die teilweise stark vorspringen. Bei einigen Scherben sind diese Ausbauchungen mehr oder weniger abgerundet bzw. zurückgebildet (a). Die Variabilität dieses Randtyps ist sehr groß. Manche Kragenränder wirken eher derb und plump, wieder andere sind fast elegant geschwungen. Seltener wurden Scherben mit einem niederen „Kielband" gefunden.

Der Durchmesser dieser Schüsseln schwankt nach ersten Messungen zwischen 17 und 27 cm. Man darf sie wohl dem Bereich des Eßgeschirrs (Suppenschüssel?) zuordnen.

Zahlreiche weitere Fragmente fallen durch ihren eingerollten Rand auf (Abb. 2, c–d). Auch dieser Randtyp tritt in zahlreichen Spielarten auf. Er ist häufig fast drehrund (d), oval (c) bis stark abgeplattet oder manchmal sogar mehreckig. Nicht selten schließt der umgeklappte Teil des Randes einen Hohlraum ein (d). Es kommen auch Scherben vor, bei denen der eingerollte Rand von der Wandung durch eine Einkehlung getrennt ist (c). Dieser bezeichnende Randtyp sei hier Rouladenrand[2]) genannt.

Mit Hilfe größerer Bruchstücke wurden Durchmesser zwischen 16,5 und 20,5 cm ermittelt. Die einfache Ausführung läßt auf Gefäße zur Milchverarbeitung schließen. Es dürfte sich demnach um sog. Weitlinge handeln. Rouladenränder sind in Bayerisch-Schwaben offensichtlich weit verbreitet. Sie konnten selbst auf Äckern südlich Landsberg/Lech aufgesammelt werden. Möglicherweise gehören hierher auch die Schüsseln mit „rundem" Rand, wie sie von HILLENBRAND & SPIES (1976, S. 22) aus Südwestdeutschland beschrieben wurden. Ob hier ein typisches alemannisches Formelement vorliegt, muß erst noch die Erfahrung zeigen.

Einer bestimmten Art von Kochgefäßen eignet ein nach außen gebogener, oben gerundeter Rand, der auf der Innenseite ausgehöhlt und teilweise mit einem Falz zur Aufnahme des Deckels versehen ist. Einige dieser Ränder erscheinen wulstartig verdickt.

---

[2]) Nach Rücksprache mit Herrn Dr. W. ENDRES, Regensburg, soll anstelle der Bezeichnung „Rouladenrand" hinfort der Name „Rollrand" Verwendung finden. – Eine vermittelnde Stellung zwischen Rollrand und Kremprand nimmt der „fast geschlossene Kremprand" (ENDRES 1982, S. 55) ein, den ein Teil der Straubinger Renaissance-Keramik aufweist. Da Krempränder im vorliegenden Material außerordentlich stark zurücktreten, deuten die Rollränder im schwäbischen Raum wohl auf eine eigenständige Entwicklung hin. – Der nach außen gebogene, häufig wulstartig verdickte Rand von Kochgefäßen (s. oben) soll hiermit als „Wulstrand" bezeichnet werden. Es wird Aufgabe der kommenden Jahre sein, eine einheitliche Typologie der Gefäßränder zu erstellen.

Dreiecksränder sind sehr selten, desgleichen Kremprander, die auf der Unterseite gewöhnlich eine tiefe Einkehlung aufweisen. Kompositränder („trilobate" oder „Dreilappränder"), wie sie im Kröning so häufig auftreten, wurden überhaupt nicht beobachtet.

Glasuren. – Bei den meisten Scherben beschränkt sich die Glasur auf die Innenseite und auf den Rand der Gefäße. Sie erscheint häufig farblos oder nur schwach getönt. Orangefarbene und olivgrüne Farbtöne herrschen bei weitem vor. Daneben wurden gelbliche und bräunliche Varietäten beobachtet. Nach einer Analyse von Herrn Dr. E. Sudi, Braunschweig, setzt sich diese Glasur im wesentlichen aus Blei und Silicium zusammen. In geringeren Mengen wurden Aluminium und Eisen angetroffen.

Neben dieser farblosen und daher mehr oder weniger durchsichtigen bis durchscheinenden Glasur wurden auch deckende, d. h. in sich gefärbte Glasuren angetroffen. Am häufigsten konnte eine kupfergrüne und eine manganbraune Beschichtung festgestellt werden. Diese Glasur kennzeichnet vor allem die Scherben mit Rouladenrand. Auch hier ist die Vielfalt sehr groß.

Seltener sind die Scherben beidseitig glasiert. Die Glasuren dieser Stücke sind in der Regel stark glänzend. Braune Farbtöne überwiegen.

Der Nachweis völlig unglasierter Scherben ist schwierig, da die Glasuren im Ackerboden gelegentlich abgeblättert sind. Gerade die farblosen Glasuren sind häufig nur mehr in Resten erhalten.

Aus alledem erhellt, daß die Hafner dieser Region mit Glasuren ziemlich sparsam umgegangen sind. Dementsprechend konnte auch die teure blaue Kobaltglasur nicht in einem einzigen Stück nachgewiesen werden.

Dekor. – Ein Teil der Gefäße, vor allem die Schüsseln mit Kragenrand, sind auf der Innenseite und am Rand mit einer weißen bis cremefarbigen Engobe bedeckt, die manchmal noch zusätzlich mit grünen, seltener braunen Farbspritzern verziert ist. Die Gefäßreste erhalten dadurch einen eigenartigen Reiz (Abb. 3).

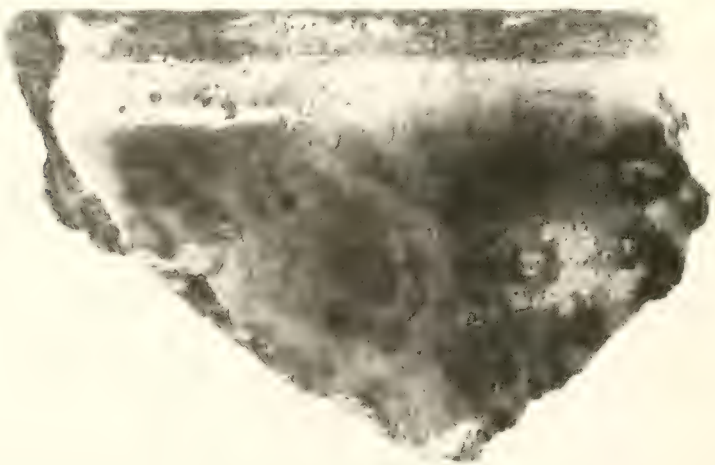


Abb. 3: Fragment einer mittelgroßen Schüssel mit hohem Kragenrand, weißer Engobe und grünen Farbtupfen. Natürliche Größe. Acker NE Roßhaupten.

Es wurde zunächst vermutet, daß das Material für den Anguß aus kleinen Brocken von Weißjurakalken gewonnen wurde, die auf den Äckern um Roßhaupten in mehr oder minder großer Zahl aufgelesen werden können (vgl. hierzu S. 169). Ein Ätzversuch mit Salzsäure ergab jedoch, daß diese ziemlich reinen Kalke kaum einen Rückstand hinterlassen. Hellbrennende Tone konnten demnach aus dem genannten Material

nicht herausgelost worden sein. Auch feinzermahlener Kalk scheidet für eine weitere Betrachtung aus, da Herr Dr. Stibil in der Engobe kein Kalzium nachweisen konnte. Da die Analysen auch keine Spuren von Zinn erbrachten, mußte nach einer weiteren Rohstoffquelle gesucht werden.

In den Unteren Deckschottern der Nördlichen Iller-Lech-Platte (vgl. hierzu S. 169) treten Einschaltungen von weißen, manchmal auch gelblich braunlich verfarbten, nicht verfestigten Feinsanden auf. Derartige Sande stehen z. B. am Fuchsberg westlich Roßhaupten und in der Umgebung von Hafenhofen an. Schlämmversuche lieferten ein durchaus positives Ergebnis. Ihre feinste Fraktion besteht aus einer hellen tonigen Masse, der winzige Quarzkorner beigemengt sind. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Hafner mit diesem einheimischen Produkt einen Teil der von ihnen hergestellten Gefäße, nämlich das Eßgeschirr, schmückten.

Engobe als Dekor tritt noch in einer anderen Form, wenn auch sehr selten, auf. Es liegen vier Scherben vor, deren unglasierte Außenseite mit einem roten Engobestreifen verziert ist. Die Innenseite dieser Scherben ist farblos glasiert.

Wie schon erwähnt, konnte im Zusammenhang mit der weißen Engobe ein grüner oder brauner Spritzdekor beobachtet werden. Seltener wurden die in Größe und Form unregelmäßigen Farbtupfen unmittelbar auf den Scherben aufgebracht und mit einer farblosen Glasur überzogen. Diese Art des Dekors ist für Schüsseln bezeichnend, die weiter oben als Eßgefäße gedeutet wurden (Abb. 4).

Weitere Verzierungen sind selten und beschränken sich auf einfache Muster. Einige wenige Scherben zeigen ein grünes bzw. braunes Wellenband zwischen zwei geraden Linien. Dasselbe Ornament kommt auch, wiederum äußerst selten, als Ritzdekor vor. Ein Scherben ist außerdem durch mehrere Rillen verziert.

Ebenso selten ist Malhorn- bzw. Pinseldekor zu belegen. Ein Scherben zeigt auf braunem Untergrund radiärstehende weiße Streifen. Ferner weist ein Henkel einige helle schrägstehende Striche auf, welche die Einkerbungen der Henkel, wie sie bei älterer Keramik zwecks besserer Austrocknung üblich waren, nachahmen.

Abb. 4: Fragment einer kleinen Schussel mit niederem Kragenrand ohne Engobe. Die grunen Farbspritzer wurden unmittelbar auf den Scherben aufgetragen. Natürliche Größe. Acker NE Roßhaupten.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß auch der Dekor der vorliegenden Scherben sehr einfach gehalten ist. Figürliche Darstellungen, Schrift und Datierung fehlen vollständig.

Weitere Ackerkunde und Auswertung. – Zusammen mit den Scherben bäuerlicher Hafnerkeramik wurden zahlreiche weitere Funde gemacht. Der bedeutendste ist wohl eine blaue Glasperle, die mit einem umlaufenden weißen Spiralband („laufender Hund") verziert ist. Sie dürfte aus dem 5. Jahrhundert v. Chr. stammen. Vor ungefähr 50 Jahren wurde im NW-Teil des Ackers ein Grabhügel abgetragen, der wohl der späten Hallstatt-Zeit zuzurechnen ist. Dieser Streufund ist demnach ein kümmerlicher Überrest ehemaliger Grabbeigaben.

Auffallend gehäuft sind teilweise größere Stücke von Schlacken, die an ihrer Oberfläche manchmal Reste von Glasfluß erkennen lassen. Auch Brockchen von Holzkohle wurden wiederholt beobachtet. Stellenweise stößt die Pflugschar auf Ziegelschutt, wobei Bruchstücke von Dachziegeln besonders häufig in Erscheinung treten. Einige wenige Dachreiter lassen auf Handarbeit schließen.

Daneben wurden Scherben von Steingut gefunden, die überwiegend von Tellern herrühren. Steinzeug wird durch braune lehmglasierte[3]) und durch graue salzglasierte Ware vertreten. Letztere ist teilweise mit blauer Smalte, z. T. in Rautenmuster, verziert. Auch Porzellan fehlt nicht. Hierher sind unbemalte Pfeifenköpfe und bunte Scherben von Kleinobjekten zu rechnen. Ein Bruchstück ist mit 1871 datiert. Fayence konnte nicht nachgewiesen werden.

Splitter von dickem grünem Glas dürften von zerbrochenen Vorratsgefäßen stammen. Auch verrostete Eisenteile und Tierknochen stellten sich immer wieder ein. Dazu kommt Abfall aus jüngster Zeit. Ein Teil der Gegenstände konnte durch frühere Drainagearbeiten auf das Feld gekommen sein.

Es gilt nun, die heimischen Erzeugnisse von den importierten Gegenständen, zu denen ja auch Steingut[4]), Steinzeug und Porzellan gehören, abzugrenzen. Kommen wir daher auf die Hafnerkeramik zurück. Es erscheint ziemlich sicher, daß die Masse der Scherben aus einer einheitlichen Produktion stammt. Die formalen und farblichen Besonderheiten der Koch-, Eß- und Milchgeschirre (bezüglich letzterer vgl. vor allem Erich 1941 und Hillenbrand & Spies 1965) wurden bereits eingehend dargelegt. Auch auf die Unterschiede zur altbayerisch-oberösterreichischen Hafnerprovinz wurde schon hingewiesen (S. 159). Viele Merkmale erscheinen bis heute fremdartig. Es liegt daher nahe, an eine Herstellung der Gefäße in nicht allzu weiter Entfernung von der Fundstelle der Scherben zu denken.

Ein kleinerer Teil der Scherben stammt freilich aus anderen Hafnergebieten. So konnte ein hellgelb glasiertes Bruchstück aus Thurnau in Franken zu beziehen sein. Möglicherweise gehören auch die wenigen malhorn- bzw. pinselverzierten Scherben in den fränkischen Raum. Ein Kragenrandstück, das auf der Innenseite mit einer glänzenden grünen Glasur versehen ist, könnte sogar dem Kroninger Gebiet zuzuordnen sein. Schließlich sind auch die übrigen Hafnerorte Bayerisch-Schwabens (z. B. Jettingen-Mindel und Lutzelburg NW Augsburg) zu berücksichtigen (vgl. hierzu S. 171). Hier steht noch ein weites Feld für die Forschung offen.

Das reichliche Auftreten von Schlacken legt zunächst den Verdacht auf einen zerstörten Brennofen nahe. Um Ofenschlacke scheint es sich jedenfalls nicht zu handeln, zumal auf dem Acker nicht ein einziges Bruchstück von Kacheln gefunden wurde. Leider umfaßt die von dem österreichischen Obristen Johann Lambert Kollehel in seine „Geographische und Topographische Beschreibung der Markgrafschaft Burgau 1749–1753" (Nachdruck 1974, S. 179) aufgenommene Karte von Roßhaupten unseren Scherbenacker nicht mehr. Dadurch besteht auch keine Möglichkeit, auf diesem Gelände eine frühere Hafnerei unmittelbar nachzuweisen. Es

---

[3]) Es handelt sich hierbei um Bunzlauer bzw. um sächsisches Braungeschirr.

[4]) Hierbei wäre allerdings auch die Steinguttabrik Luisenruh bei Aystetten, ca. 10 km WNW Augsburg, zu berücksichtigen, die im vorigen Jahrhundert bestand. Über ihre Erzeugnisse herrscht allerdings bis heute noch weitgehend Unklarheit.

muß allerdings eingeräumt werden, daß in der Umgebung von Roßhaupten zwar Ziegellehme, aber keine Töpfertone anstehen. Es sind daher auch noch andere Möglichkeiten in Betracht zu ziehen.

Um das Herstellungsgebiet so weit wie möglich einzuengen, wurden einige Scherben im Dünnschliff untersucht. Über die Ergebnisse der mikrofaziellen Bearbeitung wird in den folgenden Abschnitten berichtet werden. Desgleichen soll auf das Alter des Scherbenmaterials erst am Schluß dieser Mitteilung eingegangen werden. Es ist ferner geplant, das vorliegende und noch zu erweiternde Fundgut in einer späteren Veröffentlichung eingehender als bisher darzustellen.

3. Die mikroskopische Untersuchung von jüngerer Hafnerkeramik

3.1 Methodik und Ziele

Man kennt heute eine Reihe von naturwissenschaftlichen Methoden, um Keramik zu analysieren und damit dem Geistes- und/oder Kunstwissenschaftler wertvolle Hilfe zu bieten (Klein 1964, S. 590). In der vorliegenden Arbeit wird die mikroskopische Arbeitsweise bevorzugt. Sie soll Aufschluß über die verwendeten Rohstoffe und, soweit möglich, auch über ihre Verarbeitung geben. Dazu dienen Dünnschliffe, also Gesteinspräparate, von Scherben, die mit Hilfe von Kunstharz (Akemi) hergestellt werden. Diese hauchdünnen Scherbenfolien können mit einfachen optischen Mitteln, zu denen auch das Polarisationsmikroskop zu rechnen ist, mikrofaziell untersucht werden. Entscheidend ist hierbei das Schliffbild, das qualitativ ausgewertet wird. Besonders wichtig sind die gröberen Bestandteile eines Scherbens, da sie entscheidende geologische Hinweise liefern. Neben der Bestimmung der Gesteinsart spielen Größe, Form und Anordnung der einzelnen Komponenten eine besondere Rolle. Der ehemals plastischen Grundmasse kommt hingegen eine vergleichsweise geringe Bedeutung zu, da die Tonmineralien bei den zur Verfügung stehenden Vergrößerungen nicht bestimmbar sind.

Die Methode der Schliffuntersuchung von Scherben ist nicht ganz neu. Sie wird bereits seit geraumer Zeit bei vor- und frühgeschichtlichen Funden im Rahmen der Archäometrie angewandt (vgl. hierzu Ravaglioli & Krajewski 1981, S. 37–38; Obenauer 1982, S. 165 usf.). So bildete z. B. Wolf (1973, S. 162, Abb. 10) einen Dünnschliff eines neolithischen Scherbens der Chamer Gegend ab (det. A. Forster). Als weiteres Beispiel sei der Nachweis von Resten kieseliger Organismen (Radiolarien, Schwammnadeln) in Scherben der Hallstatt- und Latène-Zeit vom Dürrnberg bei Hallein angeführt (Riederer in Moosleitner, Pauli & Penninger 1974, S. 173 usf., Taf. R, Bild 1–3). Die genannten Fossilien stammen aus den Oberalmer Schichten des höheren Jura, die unweit Hallein aufgeschlossen sind. Die untersuchten Scherben wurden demnach aus nahegelegenen Verwitterungslehmen hergestellt.

Neu ist hingegen, zumindest für Bayern, die Übertragung dieser Arbeitsmethode auf jüngere Hafnerkeramik. Zunächst soll der Zeitraum vom Ende des Dreißigjährigen Krieges bis zur Jahrhundertwende durch planmäßige vergleichende Untersuchungen erfaßt werden. Der Schwerpunkt der in Aussicht genommenen Arbeiten liegt vorerst auf der bayerisch-schwäbischen Hafnerprovinz, doch sollen auch benachbarte Regionen zum Vergleich herangezogen werden. Wie die vorliegende Arbeit zeigt, können hierbei auch Ackerfunde Berücksichtigung finden.

Die besten Voraussetzungen für unzweifelhafte Befunde bieten Scherben, welche aus möglichst unverfälschten und weitgehend ungereinigten Tonen hergestellt wurden. Sie sind in der Regel bei bäuerlicher Hafnerkeramik erfüllt. Neben den natürlichen Bestandteilen können noch Mineralien und Gesteinsbröckchen auftreten, die dem Ton zum Zwecke der Magerung beige-

mengt wurden. Die bisherige Erfahrung hat allerdings gelehrt, daß derartige Beimengungen gar nicht so häufig sind, wie bisher angenommen wurde.

Am weitesten verbreitet ist zweifellos Quarz, der in verschiedener Ausbildung auftreten kann (z. B. in Form von homogenen Körnern oder von Quarzaggregaten). Allerdings ist dieses Mineral sehr umlagerungsresistent und daher für Herkunftsbestimmungen weniger geeignet. Feldspate besitzen hingegen einen sehr hohen diagnostischen Wert, da sie die relative Nähe eines kristallinen Liefergebietes anzeigen. Auch dickere Glimmerpakete schließen einen weiten Transportweg aus. Selbst Schwerminerale können von Bedeutung sein.

Neben kristallinen Komponenten spielen auch sedimentäre Gemengteile eine große Rolle. Hornsteine lassen fast immer den Verdacht auf umgelagerten Jura der Kalkalpen aufkommen. Radiolarite des kalkalpinen Malm und oberkretazische Spiculite der Rhenodanubischen Flyschzone können als Leitgerölle gelten. Sandstein- und Mergelgerölle sowie mehr oder weniger eisenhaltige Konkretionen runden gewöhnlich das Bild ab.

Inzwischen ist es gelungen, bereits einige Erfahrungen über bestimmte Scherbentypen zu sammeln. Als Beispiel seien Scherben vom Kröning nördlich Vilsbiburg herausgegriffen, die häufig an ihrer schlierigen Textur erkannt werden können. An gröberen Bestandteilen enthalten sie Quarzkörner, sehr wenig Feldspat sowie Feinsandschmitzen, Mergelgerölle und braunEisenhaltige Konkretionen. Der Vilsbiburger Typ ist hingegen durch einzelne größere Feldspatkörner aus dem Moldanubikum ausgezeichnet. In der Favence von Gmunden in Oberösterreich und von Dießen am Ammersee konnten Gerölle von Spiculiten der Flyschzone nachgewiesen werden, wodurch eine Schüttung aus dem Alpenvorland angezeigt wird. Regional gesehen zeichnen sich somit erste Bestimmungsmöglichkeiten ab.

Im Gegensatz zu den Erzeugnissen des Töpferhandwerks erweisen sich die in Manufakturen und vor allem in Fabriken hergestellten Keramikwaren (z. B. Steingut) für Dünnschliffuntersuchungen unergiebig. Vor allem das Schlämmen sowie das Aufbereiten der Tone mit Hilfe von Maschinen (z. B. Bischof 1895, S. 219 usf.) erschweren oder verhindern das Auffinden gröberer Komponenten. Auch durch die Anwendung hoher Brenntemperaturen können wichtige Komponenten fast unkenntlich gemacht oder sogar zerstört werden. So konnten z. B. in Scherben von Bunzlau in Niederschlesien, die aus senonen Tonen geformt und bei Temperaturen von ca. 1340° gebrannt wurden (Späth 1981, S. 9–10), nur noch vereinzelt Schwammnadeln und sehr undeutliche Reste von Foraminiferen erkannt werden.

Abschließend sei noch ein weiterer Gesichtspunkt herausgestellt. In früherer Zeit besorgten sich die Hafner ihren Ton aus unmittelbarer Nähe. Durch den Ausbau des Eisenbahnnetzes in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts entfiel diese Voraussetzung immer mehr. Die „Keramiker der Gegenwart" (Bayer 1982, S. 137) beziehen ihren Töpferton aus dem Handel, der seinen Vorrat wohl überwiegend im Westerwald deckt. Es hätte daher keinen Sinn, jetztzeitliche Keramik im Dünnschliff zu untersuchen, um ihre Herkunft zu ermitteln. Geologische Fragestellungen werden damit völlig ausgeschaltet.

Durch diese Überlegungen werden die Grenzen abgesteckt, innerhalb derer Schliffuntersuchungen von jüngerer Hafnerkeramik von Erfolg gekrönt sein können. Es gilt nun, die Anwendbarkeit mikrofazieller Arbeitsweisen am Beispiel von Roßhaupten und Hafenhofen aufzuzeigen.

3.2 Die Mikrofazies der Scherben von Roßhaupten

Im Dünnschliff weisen die Scherben von Roßhaupten eine orange- bis ziegelrote, seltener eine gelbliche Färbung auf. Unter dem Mikroskop zeigt sich die Grundmasse, die aus nicht sehr hartgebrannten Tonen (wohl um 900°) besteht, dicht und nicht näher auflösbar. Sie ist erfüllt mit

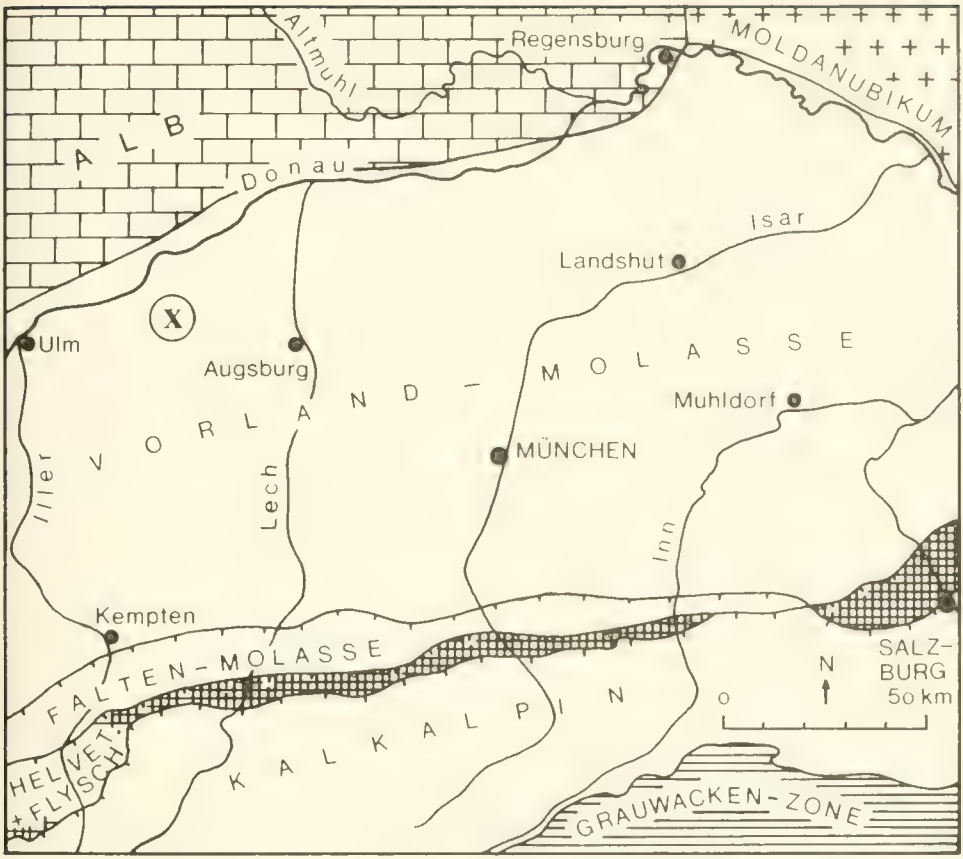


Abb. 5: Geologische Skizze des Alpenvorlandes und seiner nordlichen und sudlichen Umrahmung. Das Kreuz bezeichnet die Fundregion der beschriebenen Hafnerkeramik.

feinstem kristallinen Schutt. Neben Quarzsplittern wurden vor allem dünne Glimmerblattchen beobachtet. Turmalin gehört hingegen zu den sehr seltenen Erscheinungen.

Unter den gröberen Gemengteilen herrschen siliciklastische Komponenten bei weitem vor. SiO_2 tritt in dreierlei Form auf. Weit verbreitet sind Einzelkörner von Quarz, die unter gekreuzten Nicols eine regelmäßige Auslöschung zeigen. Sie sind häufig dunkel pigmentiert. Daneben kommen Quarzaggregate vor, die meist eine dynamometamorphe Beanspruchung (u. a. undulöse Auslöschung) erkennen lassen. Als dritte Ausbildung erscheint Hornstein, der sedimentären Ursprungs ist. Körner von Feldspäten treten hingegen sehr stark zurück.

Der Durchmesser der Quarze unterliegt starken Schwankungen. Die größeren Körner messen häufig 1 mm und darüber. Sie sind der Grundmasse regellos eingebettet. Ihr Rundungsgrad ist ebenfalls sehr unterschiedlich. Neben mehr oder weniger gut gerundeten Körnern liegen ekkige Bruchstücke.

Eine besondere Bedeutung kommt den Hornsteinen zu, die teils dem kalkalpinen Jura entstammen, teils aus oberkretazischen Ablagerungen der Rhenodanubischen Flyschzone abzuleiten sind (Abb. 5). Erstere liegen als Radiolarite vor, letztere sind als Schwammnadelgesteine (Spiculite) ausgebildet. Beiden kommt die Funktion als Leitgeröllchen zu, da sie entscheidende paläogeographische Aussagen gestatten.

Das größte Geröllchen eines Radiolarits wurde in Schliff S 21 festgestellt. Es weist die Maße 2,5×1,94 mm auf. Seine Oberfläche ist von einer dünnen Patina umgeben. Bei stärkerer Vergrößerung erkennt man die zierlichen, durchbrochenen Gehäuse kieselschaliger Einzeller, nämlich von Radiolarien (Taf. 16, Bild 2–3; vgl. hierzu HAGN 1955, Taf. 18, Bild 2). Es liegen radiärsymmetrische Formen vor, die zur Gruppe der Spumellaria zu rechnen sind. Das gut gerundete Geröllchen wird von feinen Haarrissen durchsetzt, die mit kristallisierter Kieselsäure (Chalcedon) ausgefüllt sind. Auch die Radiolarien sind in Chalcedon umgewandelt.

Die Radiolarite des alpinen Jura, die in den tieferen Malm einzustufen sind, konnen mit den roten Tiefseetonen der heutigen Meere verglichen werden. Nach DIERSCHE (1980, S. 179) wurden sie in Tiefen zwischen 500 und 2200 m abgelagert. Sie stellen daher echte Tiefseesedimente dar. Radiolarite sind im Bereich der Nordlichen Kalkalpen weit verbreitet und bauen im Allgäu zusammen mit anderen Juraschichten markante Berge wie z. B. die Hofats auf (vgl. hierzu SCHOLZ & SCHOLZ 1981, Abb. 22 auf S. 43). Wegen ihrer Härte wurden aus ihnen gelegentlich Artefakte hergestellt, so z. B. im Neolithikum der Chamer Gegend (HAGN in WOLF 1973, Taf. 12, Bild 4). Ein weiteres mittelsteinzeitliches Vorkommen teilten SCHOLZ & SCHOLZ (1981, S. 43) vom Hoptensee im Allgau mit. Im Volksmund wird dieses Gestein auch „Allgaujaspis" genannt; er wird gelegentlich zu Schmucksteinen verarbeitet.

Den Rekord unter den Spiculiten hält derzeit ein Geröllchen, das 5 mm lang und 1,55 mm hoch ist (Schliff S 20). Das Gestein ist durchwegs kieselig erhalten. Es enthält pyritische Durchstäubungen, die teilweise durch Verwitterung in Brauneisen umgewandelt wurden. Unter dem Mikroskop erkennt man massenhaft die schlanken Spiculae von Kieselschwämmen (Taf. 16, Bild 1; vgl. hierzu HAGN & MARTINI 1981, Abb. D 3/3 auf S. 173). Bei stärkerer Vergrößerung können Gehäuse der Foraminiferen-Gattungen *Hedbergella, Globotruncana* und *Heterohelix* nachgewiesen werden, welche ein Oberkreide-Alter anzeigen. Ihr Erhaltungszustand ist allerdings infolge der Verkieselung nicht sehr gut.

Die Spiculittazies ist in der hoheren Oberkreide (Coniac-Maastricht) der Rhenodanubischen Flyschzone allenthalben anzutreffen. Sie deutet auf sehr große Wassertiefen hin. Die Ablagerungen der Flyschoberkreide sind wenigstens teilweise in abyssischen Tiefen (unter 3000 m) entstanden (vgl. hierzu HAGN 1981, S. 38; HAGN & MARTINI 1981, S. 173). Damit sind auch sie echte Tiefseesedimente.

Flyschgerolle treten im subalpinen Vorland erst sehr spat in Erscheinung. Ein Massenvorkommen wird, zumindest in Oberbayern, erst ab Untermiozan beobachtet. So manche Erhebung des Alpenvorlandes (z. B. Hohenpeißenberg, Taubenberg, Irschenberg) verdankt flyschreichen Konglomeraten ihre Entstehung. Spiculitgerolle sind daher wertvolle Hilfsmittel bei der Datierung von Hebungen im alpinen Rückland. Sie sind auch ein wichtiger Bestandteil der quartaren Hullschichten. Infolge ihrer Harte sind sie sehr widerstandsfähig gegen Verwitterung und daher regelmäßig anzutreffen.

Ein Teil der sehr häufigen Spiculitgerollchen ist wohl auch auf kalkalpinen Lias und Dogger zu beziehen. Bei schlechter Erhaltung der Mikrofossilien ist eine sichere Unterscheidung nicht möglich. Dies bedeutet keine Einschrankung, da auch sie eine Herkunft aus dem Süden anzeigen.

Radiolarite und Spiculite sind in Form von Gerollen auf das Alpenvorland bis hin zur Schwäbisch-Fränkischen Alb beschränkt. Ihr Transportweg betrug im vorliegenden Fall ca. 90–100 km. Mit ihrer Hilfe ist z. B. eine Herkunft der Masse der Scherben von Roßhaupten aus einer fränkischen Produktion sicher auszuschließen. Nach den Ausführungen BAUER's (1978, S. 276) über die Hafnerkeramik des Rieses hatte man mit einem derartigen Import ohne weiteres rechnen müssen.

Schließlich sei noch nachgetragen, daß in den Scherben von Roßhaupten noch rundliche, manchmal eisenschüssige Konkretionen (teilweise mit Schwundrissen) sowie kleine Mergel- und Feinsandsteinbrockchen nachzuweisen sind. Auch sie tragen zum Gepräge der vorliegenden Mikrofazies bei.

Ferner wurde beobachtet, daß die Scherben von Schusseln aus etwas feinerkornigem Material geformt wurden als die Wandstücke von Kochtöpfen. Ob hier eine Materialauswahl oder ein Magerungseffekt vorliegt, sei vorerst dahingestellt (vgl. hierzu S. 170).

Endlich ist noch anzumerken, daß eine Röntgenfluoreszenzanalyse eines Scherbens von Roßhaupten, die von Herrn Dr. E. Seidel, Braunschweig, durchgeführt wurde, „viel Si, etwas schwächer Al und Fe, daneben Ti, Ca, K, Cl, S, P, Mg" ergab. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen mit energiedispersivem System an weiterem Scherbenmaterial ließen ebenfalls die Elemente Si, Al, Fe, K, Ca und Ti (in der Reihenfolge ihrer Bedeutung) erkennen. Herrn Dr. Seidel sei für seine Bestimmungen auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

3.3 Geologische Voraussetzungen

Die Landschaft um Roßhaupten wird von quartären Ablagerungen geprägt. Unter den pleistozänen Hüllschichten liegt die Obere Süßwassermolasse (Mittel-Miozän), die unmittelbar westlich des Ortes in zwei künstlichen Aufschlüssen entblößt ist. Eine ehemalige Sandgrube nördlich der Straße Roßhaupten–Röfingen lieferte im Laufe der Jahre zahlreiche Wirbeltierreste, vor allem Zähnchen von Kleinsäugern. So lagen Fahlbusch (1964, S. 102–104) 240 Zähnchen aus der Familie der Cricetidae (Hamsterartige) zur Bearbeitung vor. Wenige Jahre später erwähnte Black (1966, S. 53) Zähnchen von Eichhörnchen *(Sciurus)* und ein Kieferfragment eines Flugeichhörnchens *(Sciuropterus)*. Daneben wurden u. a. Reste von Schildkröten, Hirschen, Hasen und eines Vogels *(Miophasianus)* gefunden. Auch Land- und Süßwassermollusken fehlten nicht. Die genannten Fossilien wurden, teilweise unter Mitwirkung von V. Fahlbusch, vom Verfasser geborgen.

Das Altquartär ist derzeit am Fuchsberg westlich Roßhaupten (südlich der Straße) gut erschlossen. Es liegen Nagelfluhen, Schotter und Feinsande der Donau-Kaltzeiten-Gruppe vor (vgl. hierzu Löscher 1976, S. 60, ferner Karte 4; nach Schaefer 1957, S. 47 usf. Günz-Eiszeit). Sie werden im Schrifttum als Untere Deckschotter bezeichnet. Regional gesehen gehören diese Ablagerungen der Zusam-Platte an, die einen Teil der nördlichen Iller-Lech-Platte bildet (Scheuenpflug 1981, Abb. 1).

Auf die teilweise grobklastischen Basisschichten folgen Verwitterungslehme, die in der Ziegeleigrube Starker in Roßhaupten bis vor wenigen Jahren ausgebeutet wurden. Über sie berichtete Léger (1970, Abb. 3 auf S. 175).

Auf dem Scherbenacker NE Roßhaupten wurden in der Ackerkrume neben Geröllen alpiner Herkunft (Buntsandstein, Radiolarit, Flysch) auch Bröckchen von Weißjuragesteinen gefunden. Diese zunächst verblüffenden Funde sind auf einen altpleistozänen Donaulauf zurückzuführen, der ehemals auch das Gebiet von Roßhaupten berührte (u. a. Scheuenpflug 1973, S. 156; Löscher 1976, S. 12 usf.). Damit begegnen sich Gesteine des germanischen und des alpinen Malm auf recht ungewöhnliche Weise.

4. Der vermutete Töpferort Hafenhofen NW Roßhaupten

Auf der Suche nach dem Herstellungsort der Hafnerkeramik von Roßhaupten wurde auch das nahegelegene Hafenhofen (Abb. 1) in den Kreis der Untersuchung miteinbezogen. Auf der Karte „Hafnergeschirr aus Altbayern" (Bauer 1976) ist der Ort als vermutete Produktionsstätte eingetragen. Dies geschah wohl aus etymologischen Gründen (l. c., S. 16, Anmerkung 37), da alle „Hafen"-Orte zunächst verdächtig erscheinen.

Hafenhofen wurde zum ersten Mal als „Havinhovin" gegen Ende des 12. Jahrhunderts urkundlich erwähnt (v. Steichele & Schröder 1895, Anmerkung 1 auf S. 648). Der erste Teil des Wortes wurde von den genannten Autoren von einem Personennamen aus dem Stamm „hadu" = Kampf abgeleitet. Hierzu sei bemerkt, daß „haven" im Mittelhochdeutschen ein Gefäß, also

einen Hafen oder Topf bezeichnet (Lexer 1981, S. 82). Letztere Deutung erscheint demnach nicht ausgeschlossen, sogar eher wahrscheinlich.

Im Jahre 1295 verwendete Ulrich von Hafenhofen, ein Ministeriale des Markgrafen Heinrich III. von Burgau, ein Siegel, das „einen rundgebauchten Hafen mit drei Füßen und einem Henkel" zeigt (v. Stichaner & Schroder 1895, Anmerkung 3 auf S. 649). Derartige Gefäße wurden im Mittelalter als „Grapen" bezeichnet. Es erhebt sich hier die Frage, ob dieses Siegel auf eine sehr frühe Töpferei hinweist oder ob diese bildliche Darstellung lediglich auf das Wort „havin" im Sinne einer Volksetymologie zurückgeht. Es sei noch vermerkt, daß in Erinnerung an das alte Siegel auch das moderne Wappen des Ortes Hafenhofen einen dreibeinigen Topf einschließt.

Durch Nachforschungen im Frühjahr dieses Jahres, die zusammen mit Herrn P. Veit durchgeführt wurden, konnte ein Vorkommen von Töpferton am Südrand von Hafenhofen nachgewiesen werden. In unmittelbarer Nähe der „Lettengrubstraße" wurden bei Bauarbeiten auf einem Grundstück der Familie Stempfle ein dunkelgrauer, plastischer Ton angetroffen, von dem Proben für eine eingehende Untersuchung entnommen wurden. Vor Beginn der Bauarbeiten befand sich an derselben Stelle eine ca. 3 m tiefe, etwas durchwühlte Mulde (mündliche Auskunft von Herrn H. Stempfle, Hafenhofen). Eine weitere, größere Tongrube lag früher weiter im Westen. Sie ist heute infolge Bebauung unzugänglich. Im Aushub des Neubaus wurden außerdem Scherben gefunden, die mit denen von Roßhaupten weitgehend übereinstimmen. Selbst ein Schüsselfragment mit weißer Engobe und grünen Farbtupfen konnte geborgen werden. Entsprechende Funde wurden im übrigen auch bei Glottweng und auf einem Acker zwischen Worleschwang und Zusmarshausen gemacht. Neben Scherben mit „Rouladenrändern" wurden an einer Stelle auch mehrere Bruchstücke von reduzierend gebranntem Geschirr entdeckt.

Ein Teil der Tonproben wurde von Frl. D. Noé bei 920° und 980° in Form kleiner Plättchen gebrannt. Dünnschliffe dieses rotbrennenden Tons zeigten dieselben Merkmale wie Schliffe von Scherben, die auf dem Acker NE Roßhaupten aufgesammelt wurden (S. 167). Auch Scherben der Baugrube von Hafenhofen ließen in Farbe, Aufbau und Zusammensetzung keine Unterschiede erkennen. Alle Scherben sind verhältnismäßig sandreich und enthalten als Leitgerölle Radiolarite und Flyschspiculite. Sie wurden alle offenbar aus demselben Rohstoff gefertigt. In dieselbe Herstellungsgruppe gehören auch zwei unglasierte, rotgebrannte Wandstücke, die Herr R. i. R. A. Mayer, Dürrlauingen, in Monstetten, ca. 2,2 km NNW Hafenhofen, bergen konnte.

Ferner wurde ein Teil des Tons geschlämmt und der Rückstand mit Hilfe von Kunstharz (Akemi) zu Dünnschliffen verarbeitet. Auch diese Schliffe lassen dieselben klastischen Bestandteile wie die Scherben von Roßhaupten und Hafenhofen erkennen. Die größten Komponenten, deren Oberfläche häufig eine dunkle Patina zeigt, messen bis zu 4 mm. Im Schliff entpuppten sie sich als Radiolarite, Flysch (meist als Spiculite, gelegentlich auch als kieselige Sandkalke), Sandsteine und Konkretionen. Bezeichnenderweise fehlen Kalk- und Dolomit-Gerölle (u. a. der alpinen Trias) vollständig. Der vorliegende Ton ist daher ein reifes Verwitterungsprodukt, seine kieseligen Komponenten tragen Restschottercharakter. Die Konkretionen sind hingegen als sekundäre Bildungen zu werten.

Die Untersuchung der Töpfertone von Hafenhofen ergab, daß das Material, das offenbar für die Hafnerkeramik von Roßhaupten und Hafenhofen verwendet wurde, keine Magerung erfuhr. Es ist möglich, daß ursprünglich sandreichere und sandärmere Tonvarietäten zur Verfügung standen. Aus letzteren wurden wohl die Schüsseln hergestellt, während die Kochgefäße eine etwas gröbere Struktur aufweisen (S. 168).

Damit konnte im Raum westlich Augsburg ein neues Vorkommen von Töpfertonen nachgewiesen werden. Es ist das Verdienst Schuenpflug's (1981, Abb. 1), in jüngster Zeit zahlreiche Töpfergruben in diesem Gebiet wiederentdeckt zu haben (vgl. hierzu Schaefer 1957, S. 73).

Nach diesem Autor wurden die Topfertone der Zusam Platte durch Verwitterung in einer Wärmeperiode nach dem jüngeren Teil der Donau-Eisenzeiten-Gruppe gebildet[5]).

Leider fehlen bis jetzt archivalische Zeugnisse für den vermuteten Topferort Hafenhofen. Hier ist noch einige Arbeit zu leisten. Auch die topographische Karte von KOLLEHEL (1974, S. 176) hilft hier nicht weiter, da sie das Gebiet der Tongruben nicht mehr erfaßt. Die Hafnerwerkstätten lagen ja früher wegen der Brandgefahr außerhalb der Orte. Heute wird das Gebiet der Lettengrubstraße im Süden durch zahlreiche Häuser gesäumt.

Die Frage nach der Datierung der Hafnerkeramik von Hafenhofen und damit auch von Roßhaupten ist nicht leicht zu beantworten. Der hohe Bleigehalt der Glasur (S. 162) läßt zunächst an eine Entstehung vor 1880 denken. Auch der Umstand, daß die Masse der Scherben nur innen und am Rand glasiert ist, scheint ein höheres Alter anzuzeigen. Als altertümliches Merkmal könnten ferner die roten Engobestreifen gelten, die an einigen wenigen Scherben beobachtet wurden. Allerdings konnte ENDRES (1979, S. 299–301) darauf hinweisen, daß diese Art von Dekor vereinzelt noch bis in die Endzeit der Töpferei, also bis zum Anfang des 20. Jahrhunderts angebracht wurde. In diesem Zusammenhang ist auch das starke Zurücktreten von reduzierend gebranntem Geschirr von Bedeutung. Die Hafnerkeramik von Hafenhofen-Roßhaupten ist nach allen Befunden sicher nicht vor dem 16. Jahrhundert entstanden und kann damit der Neuzeit zugeordnet werden.

Die Angabe STIEBER's (1967, S. 272), im alemannischen Raum sei Spritzdekor erst ab etwa 1880 heimisch geworden, trifft für unser Gebiet mit Sicherheit nicht zu[6]). Gegen eine so späte Datierung spräche auch die Tatsache, daß bei den Einwohnern von Hafenhofen und Roßhaupten keine Erinnerungen an alte Töpferfamilien mehr bestehen. Der Schwerpunkt der Hafnerei ist daher wohl in das 18. Jahrhundert zu legen, wobei das 17. Jahrhundert nicht ausgeschlossen werden kann. Die Frage, inwieweit bei diesen Überlegungen der 30jährige Krieg zu berücksichtigen ist, durch den das Gebiet schwer heimgesucht wurde, kann vorerst noch nicht beantwortet werden.

Abschließend sei noch auf weitere Produktionsstätten bayerisch-schwäbischer Hafnerkeramik kurz eingegangen. Einige Orte sind zwar namentlich erfaßt, doch ist über ihre Erzeugnisse bis heute nichts bekannt. Nach BAUER (1978, S. 276; 1982, S. 108) bestand westlich Augsburg ein Ballungsgebiet in der Herstellung von Irdenware, wobei vor allem die Orte Horgauergreut und Lützelburg genannt wurden. Im letztgenannten Ort waren um die Mitte des 18. Jahrhunderts 17 Hafner tätig, die ihr Geschirr bis nach Augsburg und Donauwörth verkauften (KOLLEHEL 1974, S. 144; vgl. hierzu ANONYMUS 1980). Auf seiner Karte „Hafnerkeramik aus Altbayern" vermerkte BAUER (1976) eine ganze Reihe weiterer Hafnerorte wie z. B. Welden[7]) (darüber keine Angaben bei KOLLEHEL 1974, S. 158–159), Worleschwang und Reutern. Teilweise dauerte die Herstellung von Hafnerkeramik noch bis zum 1. Weltkrieg an.

---

[5]) Nach SCHEUENPFLUG bestehen die Töpfererden der Zusamplatte zum großen Teil aus umgelagerten Tonen der Oberen Süßwasser-Molasse, wobei die Abtragung der Dinkelscherbener Altwasserscheide eine große Rolle spielte. Eine weitere Komponente stammt aus Auensedimenten altpleistozäner Schmelzwasserflüsse.

[6]) Kleinfeldriger Spritzdekor (im Gegensatz zum großflächigen des Kröning) tritt auch bei Treuchtlinger Geschirr in Franken auf (vgl. hierzu BAUER 1971, S. 52, 62). Frau M. SCHRÖDER, München, sei für einen entsprechenden Hinweis herzlich gedankt.

[7]) Für das alte Hafnerhandwerk hatte ferner Welden zeitweise zentrale Bedeutung. Kaiser Maximilian bestellte 1496 den einflußreichen Ortsadeligen Ernst von Welden zum Schirmherren der schwäbischen Hafnerzünfte, dessen Einflußbereich von der Altmühl bis in den Füssener Raum reichte (briefliche Mitteilung von Herrn L. SCHEUENPFLUG, Neusäß-Lohwald). – Brennversuche an Töpfertonen der Umgebung von Welden zeigten, daß diese Tone überwiegend cremefarben brennen. Die Scherben der übrigen untersuchten Töpfertone weisen hingegen eine ziegelrote Farbe auf.

Hafenhofen liegt demnach am Westrand dieses Ballungsgebietes. Ein in der Keramikliteratur bisher unbekannter Hafnerort ist endlich Jettingen/Mindel. Nach HARTMANN (1953, S. 25, 42, 92, 140) stellte die Familie Basch seit 1746 Hafnerkeramik her. Wie ein Gespräch mit Hans Basch, dem Sohn des letzten Hafners, ergab, wurde der verwendete Ton im Ettenbeurer Forst westlich der Mindel gegraben. Er liegt wie das Tonvorkommen von Hafenhofen auf den Unteren Deckschottern des Altquartars. Da die Familie Basch noch zahlreiche Gefäße aus eigener Produktion besitzt, soll dem Töpferort Jettingen in nächster Zeit eine eigene Publikation gewidmet werden. Dabei sollen, wie schon in der vorliegenden Arbeit, Dünnschliffuntersuchungen eine wesentliche Rolle spielen, um die Abgrenzung gegen Erzeugnisse benachbarter Hafnerorte in Bayerisch-Schwaben zu erleichtern.

Schriftenverzeichnis

ANONYMUS (Hrsg. Photogruppe des Theater- u. Sportvereins Lutzelburg) (1980): Chronik Lutzelburg. – 193 S., zahlr. Abb., 4 Beilagen; Lützelburg.

BAUER, I. (1971): Treuchtlinger Geschirr. – Kunstwiss. Studien, **45:** 1–200, zahlr. Abb., Tab., Karten u. Photos; München-Berlin (Deutscher Kunstverlag).

BAUER, I. (1976): Hafnergeschirr aus Altbayern. – Kataloge Bayer. Nationalmus., **15:** 1–444, zahlr. Taf. u. Abb., 1 Karte; München–Berlin (Deutscher Kunstverlag).

BAUER, I. (1978): Hafnergeschirr im Ries. – In: Rieser Kulturtage. Eine Landschaft stellt sich vor. Dokumentation, **2:** 273–296, 24 Abb.; München (C. H. Beck).

BAUER, I. (1982): Handbuch und Führer zum Keramikmuseum Schloß Obernzell (unter Mitwirkung von E. D. SCHMID). – 1–152, 57 Abb., zahlr. Skizzen; München (Bayer. Nationalmuseum).

BISCHOF, C. (1895): Die Feuerfesten Thone, deren Vorkommen, Zusammensetzung, Untersuchung, Behandlung und Anwendung. Mit Berücksichtigung der feuerfesten Materialien überhaupt. – Zweite umgearbeitete und vermehrte Auflage: I–VIII, 1–462, Taf. 1–2, 90 Abb.; Leipzig (Quandt & Händel).

BLACK, C. C. (1966): Tertiary Sciuridae (Mammalia: Rodentia) from Bavaria. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **6:** 51–63, Taf. 4–6, 1 Tab.; München.

DIERSCHE, V. (1982): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nordlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., **58:** I–II, 1–217, Taf. 1–3, 45 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

ENDRES, W. (1979): Frühneuzeitliche Keramikfunde aus Dietfurt, Lkr. Neumarkt Oberpfalz. – Verh. Hist. Ver. Oberpfalz und Regensburg, **119:** 295–308, Taf. 1–4; Regensburg.

ENDRES, W. (1982): Straubinger Renaissance-Keramik einer Hafner-Werkstatte „Vorm nidern Tor" mit einem Beitrag von WERNER SCHÄFER „Straubinger Hafner in der frühen Neuzeit". – Beiheft Jber. Hist. Ver. Straubing und Umgebung, 83. Jahrgang, 1981: 1–120, 105 Abb., 3 weitere Abb.; Straubing.

FRICH, O. A. (1941): Tongefäße in der Milchwirtschaft. – Volkswerk, Jb. staatl. Mus. Deutsch. Volkskunde: 227–247, Taf. 46–53, 1 Abb.; Jena.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., N. F. **118:** 1–136, Taf. 1–7, 67 Abb.; München.

GRÖBER, K. (1925): Schwaben. Text & Bildersammlung. – In: Deutsche Volkskunst (ed. E. REDSLOB), **V:** 3–34, 222 Abb., 1 Kartenskizze; München (Delphin).

HAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. – Internation. Sedim. Petr. Ser., **1:** I–XI, 1–174, Taf. 1–71, 2 Abb., 8 Tab.; Leiden (E. J. Brill).

HAGN, H. (1981): Flysch. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropalaontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 36–39, Abb. 10; München.

HAGN, H. & MARTINI, E. (1981): D 3: Kalkgraben. – Ibidem: 169–173, 3 Abb.; München.

HARTMANN, Ch. (1953): Ortsgeschichte der Marktgemeinde Jettingen. – 1–198, 52 Abb.; Gunzburg (Donau-Verlag).

HILLENBRAND, K. & SPIES, G. (1965): Hafnerware in Südwestdeutschland. – Der Museumsfreund, Heft 6: 4–60, 38 Taf.; Stuttgart.

KLEIN, A. (1964): Die Kunst der Keramik, ihre intuitive und kunsthistorische Erfassung und ihre naturwissenschaftliche Untersuchung. – Ber. Deutsch. Keram. Ges., **41:** 583–591, 22 Abb.; Bad Honnef/Rhein.

KOLLEFFEL, J. L. (1974): Schwäbische Städte und Dörfer um 1750. Geographische und Topographische Beschreibung der Markgrafschaft Burgau 1749–1753. Herausgegeben von R. PFAUD. – In: Beiträge zur Landeskunde von Schwaben, **2:** I–XXXIII, 19 nichtnum. S., 1–392, zahlr. Abb.; Weißenhorn (Anton H. Konrad).

LÉGER, M. (1970): Paléosols quaternaires de l'avant-pays au nord des Alpes. – Bull. Assoc. franç. pour l'étude du Quaternaire, **7:** 167–178, 3 Abb.; Paris.

LEXER, M. (1981): Mittelhochdeutsches Taschenwörterbuch. – 36. Auflage: I–VIII, 1–504; Stuttgart (S. Hirzel).

LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nordlichen Iller-Lech-Platte. Heidelberger Geograph. Arb., **45:** 8 nichtnum. Bl., 1–157, 4 Karten, 11 Längsprof., 26 Fig., 8 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.

OBENAUER, K. (1982): Mineralogie und Archaologie. Ein Ruckblick. – Aufschluss, **33:** 165–168; Heidelberg.

RAVAGLIOLI, A. & KRAJEWSKI, A. (1981): Impiego di metodologie tecnico scientifiche nel campo dei reperti ceramici. – 1–92, 36 Abb.; Faenza.

RIEDERER, J. (1974): Mineralogische Untersuchungen an der Keramik vom Durrnberg. In: MOOSLEITNER, F., PAULI, L. & PENNINGER, E.: Der Dürrnberg bei Hallein II: 169–189, Taf. N-T, 1 Tab.; München (Beck).

SCHAEFER, I. (1957): Erlauterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50000 (Mit einem paläontologischen Beitrag von RICHARD DEHM). – 1–92, 4 Abb., 2 Beilagen; Munchen (Bayer. Geol. Landesamt).

SCHEUENPFLUG, L. (1973): Zur Problematik der Weißjuragesteine in der ostlichen Iller-Lech-Platte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24:** 154–158, 1 Abb.; Öhringen.

SCHEUENPFLUG, L. (1981): Ehemalige Tongruben im westlichen Augsburger Umland. – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, **85:** 12 S., 5 Abb.; Augsburg.

SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft. Eine kleine Erdgeschichte des Allgäus. – 1–152, Taf. 1–48, 66 Abb., 1 erdgeschichtl. Tab., 1 geol. Karte; Kempten (Verlag für Heimatpflege).

SPATH, K. (1981): Töpferei in Schlesien. Bunzlau und Umgebung. – Silesia, Folge 23, 2. Auflage: 1–124, 67 Abb., 2 Beilagen; München (Delp).

STEICHELE, A. v. (1895): Das Bisthum Augsburg, historisch und statistisch beschrieben. Fortgesetzt von Dr. ALFRED SCHRÖDER. Fünfter Band. Die Landkapitel: Ichenhausen und Jettingen. – I–XXII, 1–890, 1 Taf., 3 Abb.; Augsburg (B. Schmid).

STIEBER, P. (1967): Deutsches Hafnergeschirr. – In: Keysers Kunst- und Antiquitätenbuch, 3: 241–292, 1 Taf., Abb. 129–163, 2 Tab.; München.

WOLF, H. (1973): „Knöbling-SSW", die eponyme Siedlung der endneolithischen Chamer Gruppe und die weiteren vorgeschichtlichen Fundstellen im Gebiet des Gradabteilungsblattes 6841-Roding (mit Beiträgen zahlreicher Autoren). – Festschrift Gymnasium-Studienheim Cham 1923–1973: 147–212, Taf. 1–15, 39 Abb.; Cham.

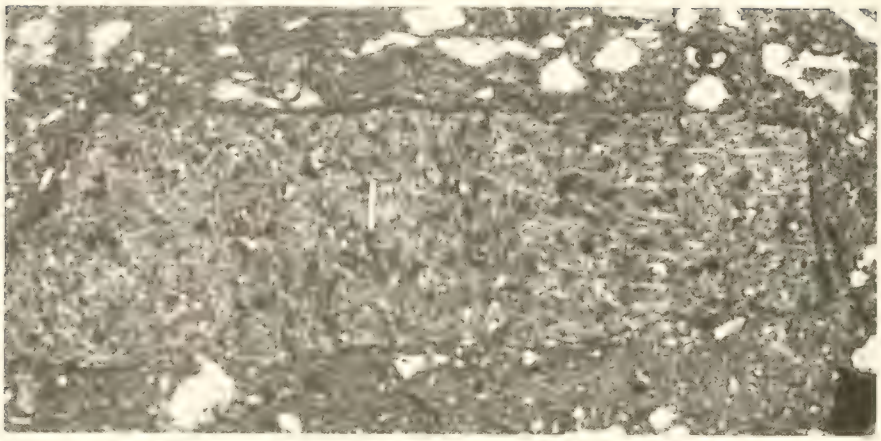
Tafelerläuterung

Tafel 16

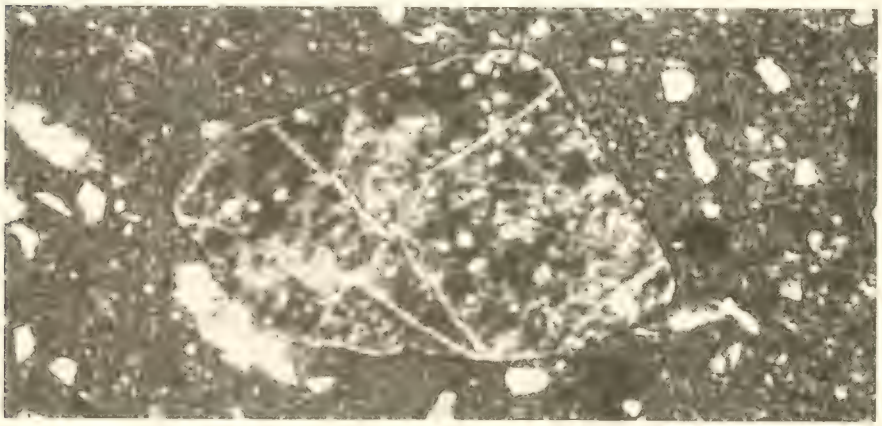
Bild 1: Oberkretazisches Spiculitgeröllchen der Rhenodanubischen Flyschzone. Acker NE Roßhaupten. Schliff S 20. Vergrößerung ×21. Zu S. 168.

Bild 2: Radiolaritgeröllchen des kalkalpinen Malm. Acker NE Roßhaupten. Schliff S 21. Vergrößerung ×21. Zu S. 168.

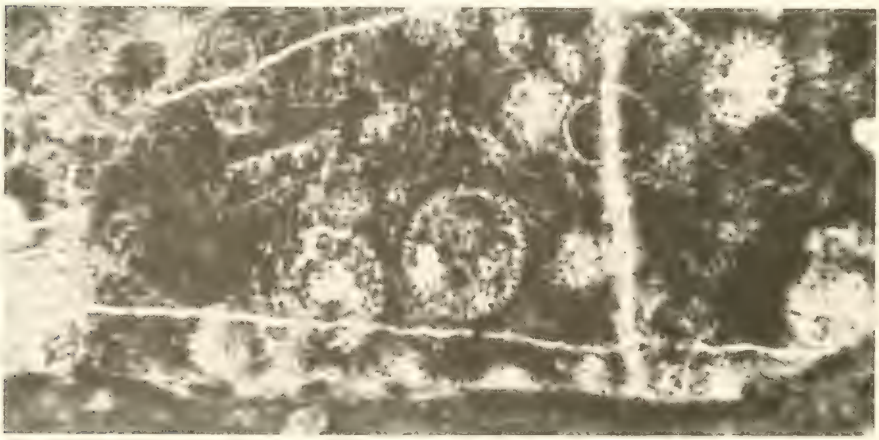
Bild 3: Ausschnitt aus Bild 2. Vergrößerung ×110.



1



2



3

HAGN, H.: Alpine Tiefseegesteine in Hafnerkeramik. **Tafel 16**

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, 8262 Altötting
ISSN 0077 - 2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. histor. Geologie

23

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	23	180 S.	München, 30. 12. 1983

ISSN 0077–2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 23

INHALT

FÖRSTER, REINHARD & HORST WEIER: Ammoniten und Alter der Niongala-Schichten (Unterapt, Süd-Tanzania) 51

HAGN, HERBERT: Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottnang, Subalpine Molasse) N Salzburg 125

HEIZMANN, ELMAR P. J. & VOLKER FAHLBUSCH: Die mittelmiozäne Wirbeltierfauna vom Steinberg (Nördlinger Ries). Eine Übersicht 83

JUNG, WALTER: *Tempskya*-Funde aus jungquartären Schottern Süddeutschlands 119

SCHAIRER, GERHARD: Die Cephalopodenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb): *Taramelliceras* 35

SCHLEICH, HANS-HERMANN: Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstatte Sandelzhausen. – 13. *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., ein neuer Nachweis aus dem Jungtertiär Süddeutschlands 77

SELMEIER, ALFRED: *Carapoxylon ortenburgense* n. sp. (Meliaceae) aus dem untermiozänen Ortenburger Schotter von Rauscheröd (Niederbayern) 95

YAMANI, SEYED-ALI: Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Pteriomorphia II 3

ZÖBELEIN, HANS KARL: Die Vorlandmolasse bei Günzburg a. d. Donau und Heggbach bei Biberach a. d. Riß im Rahmen des süddeutschen Jungtertiärs 151

München, 30. Dezember 1983

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	23	187 S.	19 Taf.	München, 30. 12. 1983

ISSN 0077–2070

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 23 | 3–33 | München, 30. 12. 1983 |

Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb) Pteriomorphia II

Von Seyed-Ali Yamani*)

Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und Tafel 1–3.

Kurzfassung

Mit dieser Arbeit wird die systematisch-palökologische Untersuchung der Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg fortgesetzt. Dieser Teil umfaßt die Amusiidae und Pectinidae. *Cingentolium* nov. gen. wird mit zwei Untergattungen: *Cingentolium (Cingentolium)* nov. subg. und *Cingentolium (Colpentolium)* nov. subg. vorgestellt. Mit *Cingentolium (Colpentolium) clipeus* nov. sp. wird eine weitere Art dieser Gruppe bekannt gemacht. Außer *Camptonectes (C.) auritus* und *Camptonectes (C.) rigidus* werden *Camptonectes (C.)* sp. I & II beschrieben.

Die statistische Erfassung der vertikalen Häufigkeit der Arten zeigte, daß ihre Entfaltung mit dem Wachstum des Schwammriffes zusammenhängt. Schließlich ermöglicht die Funktionsmorphologie der Formen die Rekonstruktion der ursprünglichen Lebensräume und damit ihre horizontale Verteilung in den stotzennahen und -fernen Bereichen.

Abstract

With the groups Amusiidae and Pectinidae, the taxonomic and palaeoecological studies of the bivalves from the sponge reef at Biburg are continued. The genus *Cingentolium* nov. gen. and two subgenera, *C. (Cingentolium)* and *C. (Colpentolium)* nov. subgen., are erected. Species described are *C. (Colpentolium) clipeus* nov. sp., *Camptonectes (C.) auritus*, *Camptonectes (C.) rigidus* and *Camptonectes (C.)* sp. I and II.

The statistical analysis of the abundance pattern of the species upsection shows that it is closely related to the growth of the sponge reef. The original habitat of the species was reconstructed analysing their functional morphology. This way also the horizontal distribution pattern of the species in and away from the reef could be reconstructed.

*) Dr. S. A. Yamani, Institut für Palaontologie und historische Geologie der Universitat Munchen, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Inhalt

Einleitung 4
Bivalvenfauna 4
1. Das Material 4
2. Systematische Beschreibung 4
3. Zur Palökologie 25
Schriftenverzeichnis 27

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist eine Fortsetzung der systematisch-palokologischen Untersuchungen der Bivalvenfauna aus Biburg–Markt Nennslingen (YAMANI 1982). In einem einleitenden Teil ist bereits über die geographische Lage und gleichzeitig über die stratigraphischen Verhältnisse (SCHAIRER & YAMANI 1982) des Vorkommens, sowie die Grabungstechnik berichtet worden.

Bivalvenfauna

1. Das Material

Das gewonnene Material wird unter Nummer 1980 XXX in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt.

Abkürzungen

DI = Diameterindex	LK = Linke Klappe
F = Häufigkeit	n = Anzahl der Exemplare
H = Höhe	RK = Rechte Klappe
L = Länge	T = Gesamt

2. Systematische Beschreibung

Klasse Bivalvia LINNÉ, 1758
Unterklasse Pteriomorphia BEURLEN, 1944
Ordnung Pterioida NEWELL, 1965
Unterordnung Pteriina NEWELL, 1965
Überfamilie Pectinacea RAFINESQUE, 1815
Familie Amusiidae RIDEWOOD, 1903
Unterfamilie Entoliinae VON TEPPNER, 1922

Bemerkungen zur Systematik: Die systematische Stellung der Gattung *Entolium* und ihre Zugehörigkeit zu den Pectinidae, Amusiidae oder Entoliidae wird in der Literatur unterschiedlich behandelt. Die Ursache für diese heterogene Beurteilung ist, daß die Gattung *Entolium* einerseits typische Merkmale der Pectinidae besitzt, andererseits solche aufweist, die nicht nur eine Trennung der „Entoliidae" von den Pectinidae, sondern zugleich eine Zuordnung zu

den „Entoliidae" und Amusiidae rechtfertigen. Die unterschiedliche systematische Zuordnung hat auch ihre Gründe darin, daß einerseits anatomische Merkmale (RIDEWOOD, 1903) und andererseits Merkmale der Schale (GLIBERT & VAN DE POEL, 1965) herangezogen wurden.

Die Gattung *Entolium* wurde 1865 aufgrund des von QUENSTEDT abgebildeten *Pecten demissus* PHILLIPS (1858, Taf. 48, Fig. 6–7) von MEEK und die Unterfamilie Entoliinae 1922 von VON TEPPNER aufgestellt. STAESCHE unterscheidet (1925, 89) die Gattung *Entolium* aufgrund des „Fehlen der Innenleisten" von „den echten Amusien, mit denen sie vorher zusammengefaßt waren" und gibt eine kurze Diagnose für *Entolium*. Er versteht unter dem Gattungsnamen *Entolium* nur den „Ausdruck einer morphologischen Gleichartigkeit" und „keine genetische Zusammengehörigkeit aller mit diesem Namen belegten Formen" und glaubt, daß *Entolium* im unteren Lias aus *Chlamys* hervorgegangen ist, ebenso im Tithon. STAESCHE resümiert „Wir haben also iterative Entstehung der Entolium-Formen mindestens einmal, wahrscheinlich öfters" (vgl. auch SPEDEN 1967, 14) und versucht anhand der Morphologie die ihm aus dem Jura bekannten Formen in drei Gruppen aufzuteilen.

ARKELL (1930, 91) und DECHASEAUX (1936, 94f) betrachten *Entolium* als zu den Pectinidae zugehörig. DECHASEAUX legt die Ausbildung der Ohren zugrunde und unterscheidet vom unteren Lias bis oberen Malm drei Gruppen. COX & ARKELL (1948–50, 15) stellen die Gattung zu den Amusiidae (vgl. auch COX 1965, 51). NEWELL (1969, N346) erhebt die von KOROBKOV 1960 aufgestellte Unterfamilie Entoliinae zur Familie Entoliidae und trennt sie mit der Bemerkung: „This family resembles and may have led to Amusium" von Pectinidae und Amusiidae. Hierbei wird die Priorität von TEPPNER, der bereits (1922, 89) die Unterfamilie Entoliinae vorschlug, nicht berücksichtigt. NEWELL's Systematik, mit Beiträgen von HERTLEIN in Treatise (1969, N346) war die Grundlage späterer Arbeiten (vgl. DUFF 1978, 61).

DHONDT (1971) kommt anhand der Schalen-Morphologie zu dem Schluß, daß *Entolium* als eine Gattung der Entoliinae, diese als eine Unterfamilie der Amusiidae anzusehen ist. Aufgrund eigener Beobachtungen möchte ich mich der von DHONDT vorgeschlagenen Systematik anschließen.

Neben der oben besprochenen systematischen Zuordnung von *Entolium* sind charakteristische Gattungsmerkmale zu diskutieren. Folgende Merkmale, die am Material beobachtet werden konnten, sind in der im Treatise (1969, N346) von NEWELL & HERTLEIN gegebenen Diagnose und in der von DHONDT (1971, 6) durchgeführten Revision der Untergattung *Entolium* nicht aufgeführt:

- Die Innenseite der Schalen zeigt zwei scharfe Leisten, die mit den Apikalrändern einen spitzen Winkel bilden.
- Die Innenseite der Schalen ist mit radialen Furchen und Rippen versehen.
- Die Außenseite beider Klappen ist konzentrisch berippt.
- Die Ohren der linken Klappe ragen über die Schloßlinie hinaus und sind dorsal gerundet oder schließen dorsal mit der Schloßlinie gerade ab.
- Die Ohren der rechten Klappe sind ± gleich groß oder das Vorderohr ist größer und weist eine Byssusbucht auf.
- Die Ohren-Crura sind schwach bis stark ausgebildet und gehen beiderseitig in den Klappenrand über.

Um der Bedeutung dieser Beobachtungen Rechnung zu tragen, werden diese Merkmale an gegebener Stelle (S. 7) gattungsdiagnostisch differenziert und eine neue Gattung der Entoliinae vorgestellt. Diese Gattung umfaßt vor allem die von STAESCHE (1925), 91f.) als „Gruppe des *Entolium cingulatum* GOLDFUSS" zusammengefaßten jurassischen „*Entolium*"-Arten und weiterhin eine bisher unbekannte Form der Entoliinae aus den Biburger Schwammkalken (vgl. Tab. 1).

Merkmale \ Untergattung		*Entolium (Entolium)* [1]	*Entolium (Cteniopleurum)* [2]	*Cingentolium (Cingentolium)* [3] nov. subg.	*Cingentolium (Colpentolium)* [4] nov. subg.
Schale	innen	glatt, ausgenommen die Ohren-Crura	wie bei *Entolium (Entolium)*	radial gefurcht mit zwei lateralen Leisten	wie bei *Cingentolium (Cingentolium)*
	außen	beide Klappen glatt o. die linke Klappe mit konzentr. Streifen	beide Klappen radial-spinos berippt	beide Klappen konzentrisch berippt	wie bei *Cingentolium (Cingentolium)*
	Crura	gut ausgebildet	wie bei *Entolium(E.)*	schwach ausgebildet	gut ausgebildet
Ohren	Dorsalrand	gerade in der RK, gerundet u. überstehend in der LK	wie bei *Entolium(E.)*	gerade in der RK, gerundet u. überstehend in der LK	in beiden Klappen gerade
	Größe	gleich groß	gleich groß	gleich groß	ungleich groß
	Byssusbucht	fehlt oder rudimentär	fehlt oder schwach	fehlt	ausgebildet
	Stratigraph. Verbreitung	mittlere Trias bis obere Kreide	obere Kreide (mittleres Senon)	unterer bis oberer Jura	oberes Oxford (*planula*-Zone)

Tab. 1: Zusammenfassung der bisher bekannten Merkmale der Untergattungen von Entolium im Vergleich zu *Cingentolium (Cingentolium)* nov. subgen. und *Cingentolium (Colpentolium)* nov. subgen. 1 & 2 Treatise (1969) und DHONDT (1971) entnommen. 3 & 4 (vgl. die Gattungsdiagnose, S. 7).

Bemerkungen zur Orientierung der Klappen: NEWELL (in Treatise, N347) sieht in jenen Klappen, deren Ohren über die Schloßlinie hinausragen, die linke Klappe. DHONDT (1971, 6) unterscheidet die linke und die rechte Klappe anhand der Ausbildung der Ohren-Crura und der Ornamentierung: In der linken Klappe erreichen beide Crura den Klappenrand nicht, in der rechten Klappe nur das hintere nicht; die rechte Klappe kann glatt sein. Dagegen konnte am Material von Biburg beobachtet werden, daß bei einer linken Klappe (1980 XXX 102) beide Ohren-Crura den Klappenrand erreichen und beide Klappen eines weiteren Exemplares (1980 XXX 104) konzentrisch berippt sind. Es empfiehlt sich daher, neben der Ausbildung der Ohren und der Ornamentierung der Klappen weitere Merkmale zur Orientierung heranzuziehen: Das Abfallen der Ohren auf den Klappenrand – dieses Merkmal ist sehr variabel (vgl. Abb. 2) – und die Symmetrie des Klappenumrisses. Eine, wenn auch geringe Asymmetrie ist im Umriß der Klappen (abgesehen von den Ohren) stets zu beobachten. Der hinter der den Apikalwinkel halbierenden Linie liegende Teil der Klappe ist größer als der vor ihr liegende, und zwar ist der posteroventrale Teil der Klappe nach hinten verlängert. Zur Orientierung des vorliegenden Materials konnten zum großten Teil die oben aufgeführten Merkmale herangezogen werden. Dabei zeigte sich, daß linke Klappen mit überstehenden Ohren zu rechten Klappen mit ± geradem Schloßrand ohne Byssusbucht und linke Klappen mit geradem dorsalem Abschluß zu rechten Klappen mit Byssusbucht gehören.

Cingentolium nov. gen.

Typusart: *Pecten cingulatus* GOLDFUSS (non PHILLIPS) in Petrefacta Germaniae (1835, 74, Taf. 99, Fig. 3a, b)

Derivatio nominis: Cing: von Cingulum (lat.), der Gürtel; nach den lateralen Leisten der Innenseite der Schale.

Diagnose: Die Ohren sind ± gleich groß, die der linken Klappe sind dorsal gerundet und ragen über die Schloßlinie hinaus oder die Ohren beider Klappen schließen dorsal gerade ab und das Vorderohr der rechten Klappe ist größer und besitzt eine Byssusbucht. Ohren-Crura sind ausgebildet, sie erreichen auf beiden Klappen den Rand. Die Innenseite der Schale zeigt zwei laterale Leisten, radiale Furchen und Rippen. Die Außenseite der Schalen beider Klappen ist fein konzentrisch berippt.

Im folgenden werden zwei Untergattungen dieser neuen Gattung beschrieben.

Cingentolium nov. subgen.
Tab. 1

Typusart: *Pecten cingulatus* (GOLDFUSS) 1835

Diagnose: Die Ohren sind ± gleich groß, die der linken Klappe ragen über die Schloßlinie hinaus. Eine Byssusbucht fehlt. Die Ohren-Crura sind schwach ausgebildet. Die Innenseite der Schale ist schwach radial gefurcht und berippt; sie zeigt zwei laterale Leisten, die mit dem Klappenrand einen spitzen Winkel bilden. Die Außenseite der Schale ist fein konzentrisch berippt.

Cingentolium (Cingentolium) cingulatum (GOLDFUSS) 1835
Taf. 1, Fig. 1–5, Abb.1–3

* 1835 *Pecten cingulatus* PHILLIPS. – GOLDFUSS: 74, Taf. 99, Fig. 3a, b.
? 1846 *Pecten spathulatus* ROEMER. – ROUILLIER: Taf. C, Fig. 29b.
? 1847 *Pecten spathulatus* ROEMER. – ROUILLIER: 431, Taf. H, Fig. 42.
1850 *Pecten proeteus*, D'ORB., 1847. – D'ORBIGNY: 257, Nr. 251.
1856/58 *Pecten Renevieri*, n. sp. – OPPEL: 420.
? 1856/58 *Pecten Eseri* n. sp. – OPPEL: 771.
1870 *Pecten* sp. – ROEMER, R.: 266, Taf. 25, Fig. 12, 13.
1898 *Pecten (Entolium) cingulatus* PHILL. – GRECO: 109, Taf. 8, Fig. 30, 31.
1898 *Pecten (Entolium)* cf. *cormutus* QUENSTEDT. – SKEAT & MADSEN: 110, Taf. 4, Fig. 12, 13.
1899 *Pecten (Entolium) cingulatus* PHILL. – GRECO: 118, Taf. 13, Fig. 19–21.
1904 *Pecten cingulatus* PHILL. – WUNSTORF: 515, Taf. 19, Fig. 19, 20.
1925 *Entolium Proeteus* D'ORBIGNY (1847) 1850. – STAESCHE: 92, Taf. 5, Fig. 3, 4.
1925 *Entolium Renevieri* OPPEL 1856/58. – STAESCHE: 93, Taf. 3, Fig. 4; Taf. 6, Fig. 6.
1925 *Entolium cingulatum* GOLDFUSS 1834/40. – STAESCHE: 93, Taf. 4, Fig. 3, 4.
1957 *Entolium cingulatum* GOLDFUSS. – CHIMSHIASHWILI: 128, Taf. 23, Fig. 5, 6.
1964 *Entolium cingulatum* (GOLDFUSS) 1835 – WELLNHOFER: 35, Taf. 1, Fig. 28–30, Abb. 19.
1965 *Entolium cingulatum* (GOLDFUSS). – COX: 52, Taf. 6, Fig. 5.

Material: 2 doppelklappige Exemplare in Schalenerhaltung (1980 XXX 54–55) und 54 weitere Exemplare in Schalen- und Steinkernerhaltung (1980 XXX 46–53; 56–93).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	L	T
n	6	16	13	9	2	3	–	7	56

Beschreibung: Die Muschel ist gleichklappig, die Klappe hochoval und abgesehen von den Ohren ± gleichseitig. Die größte Wölbung wird auf der Mediane und zwar in der Wirbelregion erreicht. Die Ohren der linken Klappe ragen über die Schloßlinie hinaus und sind variabel geformt, ebenso variiert das Einfallen der geraden oder gerundeten Ohrenränder auf die Apikalränder von flach bis steil. Sowohl in der rechten wie linken Klappe ist durchschnittlich der Winkel des Hinterohres mit dem Apikalrand kleiner als der des Vorderohres (vgl. Variation,

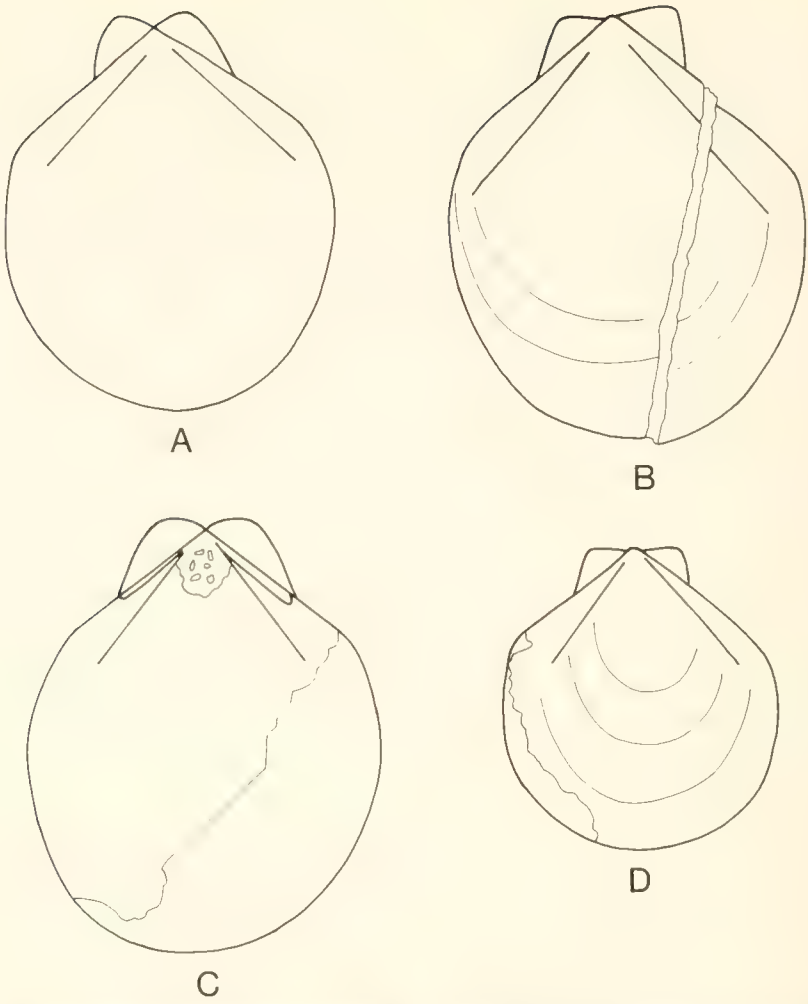


Abb. 1: *Cingentolium Cingentolium cingulatum* (GOLDFUSS). A + C: Die Schalenexemplare der linken Klappe von innen zeigen die Leisten erhaben (1980 XXX 64 + 65); B + D: Die Steinkerne der rechten Klappe von außen zeigen die Leisten als Vertiefung (1980 XXX 53 + 54).

Abb. 2). Auf der Innenseite zweier linker Klappen sind die Kardinal-Crura angedeutet und die Ohren-Crura stellenweise schwach angedeutet (1980 XXX 64, 65). Unmittelbar unter dem Resilium, unterhalb des Wirbels, ist eine rundliche Vertiefung mit z. T. paarig angeordneten Eindrücken zu beobachten. Sie ist am besten als Muskelfeld zu deuten.

Die Klappeninnenseite zeigt außerdem feine konzentrische Berippung und grobe Wülste. Von der Wirbelregion verlaufen zahlreiche verschieden starke Radialfurchen, die auf dem Steinkern als „Rippen" erscheinen, zum Ventralrand.

Die Ornamentierung der Außenseite beider Klappen besteht aus dichten konzentrischen Rippen, die stellenweise unterbrochen sein können und versetzt weiter laufen.

Variation: Bei vorliegendem Material konnte eine Variation in der Ausbildung der Ohren und Größe des Apikalwinkels beobachtet werden.

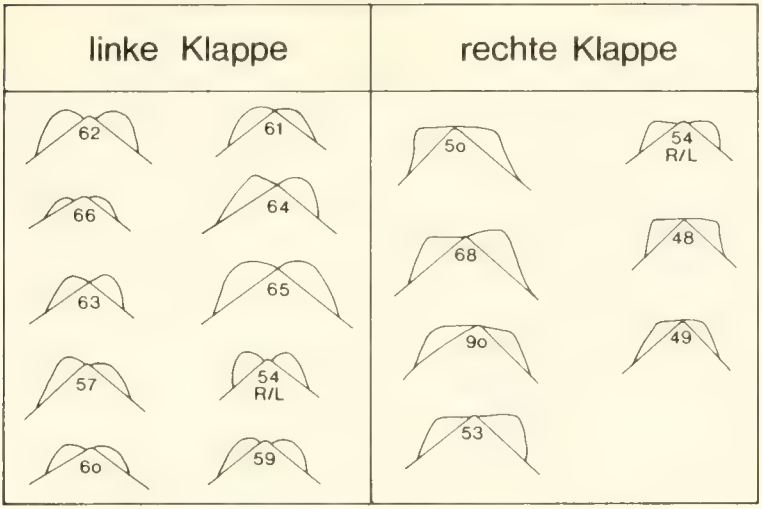


Abb. 2: *Cingentolum* (*Cingentolum*) *angulatum* (GOLDFUSS): Darstellung der Variation in der Ausbildung des Schloßrandes und der Ohren.

Ausbildung der Ohren. Rechte Klappe: Das Vorderohr ist gelegentlich größer als das Hinterohr (1980 XXX 72, 68). Der Dorsalrand der Ohren ist gerade (1980 XXX 48), steht senkrecht auf der den Apikalwinkel halbierenden Linie oder bildet damit einen spitzen (1980 XXX 90) oder stumpfen (1980 XXX 54, 68) Winkel. In diesem Fall ragt der Wirbel schwach über den Dorsalrand hinaus. Der Vorderrand der Vorderohren ist gerade oder gerundet, fällt senkrecht auf den Apikalrand ein (1980 XXX 53, 54) oder bildet mit ihm einen spitzen Winkel (1980 XXX 49, 68, 90). Der Hinterrand der Hinterohren ist gerade (1980 XXX 68, 54, 49) und bildet mit dem Apikalrand einen spitzen Winkel, der häufiger kleiner ist als der Winkel des Vorderohres (1980 XXX 53, 54) oder gleich groß (1980 XXX 48).

Linke Klappe: Die Ohren sind ± gleich groß. Der Dorsalrand der Ohren verläuft zuerst in der Fortsetzung der Apikalränder gerade, biegt dann um und verläuft gerade bis leicht gebogen ventralwärts. Die Wirbelspitze liegt am Dorsalrand (1980 XXX 61, 63–65) oder ragt zwischen den Ohren heraus (1980 XXX 54, 59, 62, 66). Der Vorderrand der Vorderohren ist gerade (1980 XXX 63, 57, 64, 54, 59) oder gebogen (1980 XXX 62, 66, 60, 61). Er fällt flach (1980 XXX 57, 64, 59) oder steil (1980 XXX 62, 60, 54) gegen den vorderen Apikalrand ab. Der Hinterrand der Hinterohren ist ebenfalls gerade (1980 XXX 66, 65, 59) bis gebogen (1980 XXX 63, 60, 64) und fällt flach bis steil auf den Apikalrand ab.

Der Apikalwinkel: Der Apikalwinkel beträgt zwischen 90° und 97°. Um zu überprüfen, ob eine Beziehung zwischen Apikalwinkel und der Länge der Klappe vom unteren bis oberen Jura besteht und ob eine ontogenetische Entwicklung zu beobachten ist, wurden zwei Mittelwerte – kleiner als 94° (Mittelwert von 6 Exemplaren bei 92°) und größer als 94° (Mittelwert von 17 Exemplaren bei 96°) gegen die Länge der Klappen aufgetragen. Es zeigt sich, daß sowohl kurze als auch lange Exemplare vom unteren bis oberen Jura einen kleineren bzw. größeren Apikalwinkel haben können und diesr weder als ein spezifisches Merkmal noch als eine ontogenetische Entwicklung betrachtet werden kann (Abb. 3). Bei beiden Apikalwinkel-Mittelwerten gibt es je ein Exemplar mit einer Länge von 12 mm. Ansonsten ist eine Überdeckung der Längen beider Winkel-Mittelwerte zu beobachten. Das Exemplar mit 25 mm Länge besitzt einen Apikalwinkel von 90°, d. h. hier erreicht das Individuum mit kleinstem Apikalwinkel die größte Länge und umgekehrt das Exemplar mit dem größten Apikalwinkel die kleinste Länge.

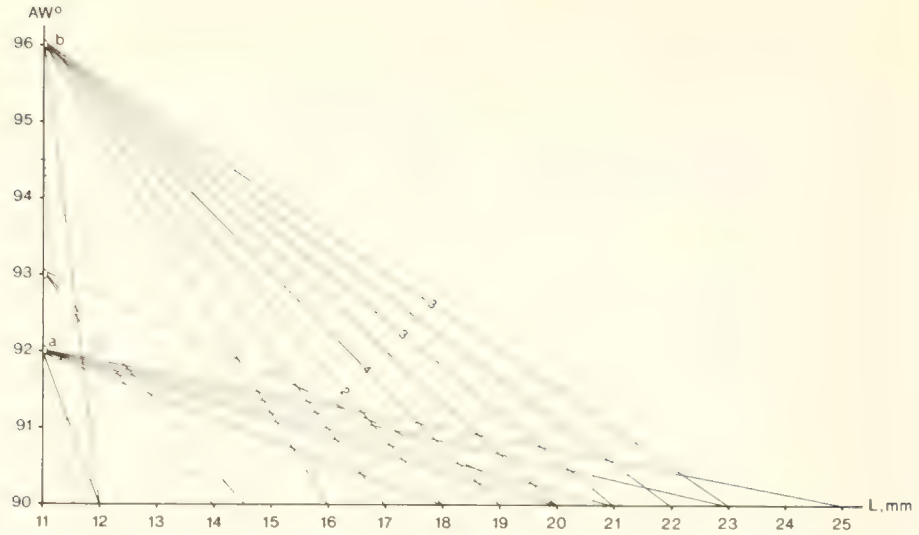


Abb. 3: Das Verhältnis des Apikalwinkels zur Länge bei 23 Exemplaren von *Cingentolium* (*Cingentolium cingulatum* (GOLDFUSS) aus der *planula*-Zone der Biburger Schwammkalke (–) im Vergleich zu 3 Exemplaren von „*Entolium*" *proeteus* aus dem Lias (---) und 2 Exemplaren von „*Entolium*" *renevieri* aus dem Dogger (.....). a und b = Mittelwert der Apikalwinkel von *Cingentolium* (*C.*) *cingulatum*, kleiner und größer als 94°. Maße von *proeteus* und *renevieri* sind STAESCHE (1925, 92f.) entnommen. 2–4 = Anzahl der Exemplare.

Bemerkungen: PHILLIPS bildet aus dem „Oxford Clay" von Yorkshire ein *Pecten* sp. ab (1829, Taf. 5, Fig. 11), für den VOLTZ (in THURMANN, 1833, 32) den Namen *Pecten phillipsii* vorschlagt. GOLDFUSS beschreibt (1835, 74, Taf. 99, Fig. 3a, b) aus dem „Liaskalk" bei Ellwangen dem „Hornstein" bei Amberg, dem „weißen Jurakalk" bei Streitberg und Solothurn einen *Pecten*, stellt PHILLIPS' *Pecten* sp. synonym zu seiner Art und nennt sie *Pecten cingulatus* PHILLIPS. Der Grund dafür war die völlig ungenügende Abbildung und fehlende Beschreibung von PHILLIPS, die auch von VOLTZ nicht nachgeholt wurde. Obwohl GOLDFUSS erstmals diese Art beschrieben und abgebildet hatte, führte dies – vor allem wegen der GOLDFUSS'schen Namengebung – zu vielen gegensätzlichen Deutungen in der Literatur und der Name *cingulatus* wurde PHILLIPS zugeschrieben (vgl. QUENSTEDT, 1852, 506; GRECO, 1898, 109; WUNSTORF, 1904, 515). Nicht weniger verwirrend ist die Frage der stratigraphischen Zugehörigkeit von *Pecten cingulatus*, da GOLDFUSS nicht anführte, von welcher Lokalität seine abgebildeten Exemplare (ein Schalen- und ein Steinkernexemplar) stammen, und die Originale anscheinend nicht aufzufinden sind. Ergänzend zu den oben angeführten stratigrafischen Angaben von GOLDFUSS ist zu bemerken, daß er diese Art unter der Fauna „aus der Liasformation" (73 ff.) aufführt und anschließend (75) mit der Beschreibung der Fauna „aus der Oolith-Formation" beginnt. Also hat GOLDFUSS bewußt bei der Beschreibung der Formen „aus der Liasformation" die vertikale Verbreitung seiner Art berücksichtigt und das Vorkommen dieser Art im „Weißen Jurakalk" von Streitberg und Solothurn erwähnt. Darin ist eine beabsichtigte stratigrafische Angabe zur vertikalen Verbreitung seiner Art zu sehen. Daher ist unzulässig, je nach Auslegung *Pecten cingulatus* dem Lias oder Malm zuzuschreiben und für einen oder anderen Zeitabschnitt andere Arten aufzustellen. Diese Arten sind *Pecten proeteus* D'ORB. und *P. renevieri* OPPEL, welche offensichtlich aus stratigrafischen Gründen aufgestellt wurden. D'ORBIGNY (1850, 257, Nr. 251) bezieht sich zwar auf „*P. cingulatus*, GOLDF., Pl. 99, Fig. 3 (non PHILLIPS, 1835) (Espèce de l'étage bathoni-

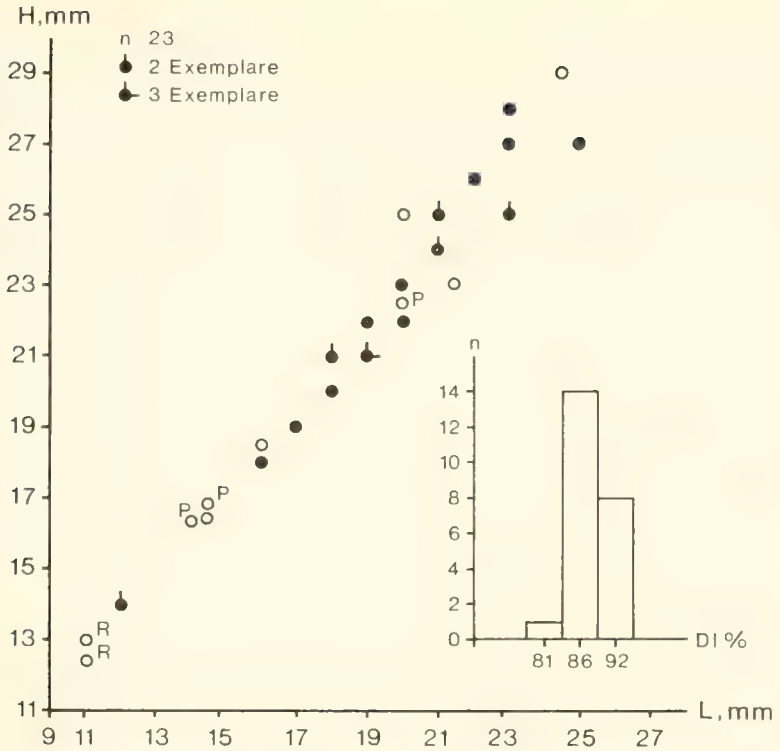


Abb. 4: Höhen-Längen-Verhältnis von 23 Exemplaren von *Cingentolium (Cingentolium) cingulatum* (GOLDF.) aus der *planula*-Zone der Biburger Schwammkalke (●) im Vergleich zu 3 Exemplaren aus dem Lias ($\overset{P}{o}$), 2 Exemplaren aus dem Dogger ($\overset{R}{o}$) und 5 Exemplaren aus dem Malm (o). $\overset{P}{o},\overset{R}{o}$, aus STAESCHE (1925, 94f.); P = *proeteus*, R = *renevieri*, ●= *cingulatum*.
Unten: Verteilung des DI der Biburger Exemplare.

en), sieht aber in seiner aus dem Toarcien von Nantu erwähnte Form eine andere Art. Eine nähere Beschreibung, die die Unterschiede zwischen seiner und der GOLDFUSS'schen Art definieren konnte, aber auch eine Abbildung existieren nicht. OPPEL (1856–58, 42) identifiziert seine Form aus dem Bajocien „bei Gammelshausen und Oeschingen an der schwäbischen Alb" mit *P. cingulatus* GOLDF. stellt aber fest: „Die Form der Schale und die Größe der Muschel entsprechen denen von *Pecten cingulatus, ...* dagegen zeichnet sich *Pect. Renevieri* durch concentrische Furchen..." aus, obwohl GOLDFUSS seine Art ebenfalls „mit regelmäßigen concentrischen Linien", beschreibt. STAESCHE (1925, 91f.) greift die von D'ORBIGNY und OPPEL aufgestellten Arten auf und sieht in den für Lias, Dogger und Malm nun bekannt gewordenen Arten die „Gruppe des *Entolium cingulatum* GOLDFUSS", die durch die inneren Leisten zu charakterisieren sind.

Die einheitliche Ornamentierung, die Größe des Apikalwinkels, die Ausbildung der Ohren und nicht zuletzt das Längen-Höhen-Verhältnis der aus dem Schwarzjura bis Weißjura besprochenen Arten spricht gegen diese Trennung (Abb. 4, 5). Selbst STAESCHE (1925, 92) bemerkt: „Der Apikalwinkel ist im allgemeinen spitzer als bei der Form des Malm, die in den übrigen Eigenschaften derartig mit *Entolium proeteus* übereinstimmt, daß eine scharfe Trennung, wenn beide in den gleichen Schichten lägen, kaum durchzuführen wäre". Die von STAESCHE angeführ-

ten Maße wie Höhe, Länge und Apikalwinkel (1925, 92f.) der oben erwähnten Arten wurden mit denen von *cingulatum* aus Biburg verglichen. Sowohl das Längen-Höhen-Verhältnis als auch der Apikalwinkel-Betrag liegen in der Variationsbreite von *cingulatum* (vgl. Abb. 5).

Daher ist in dem von GOLDFUSS beschriebenen Material (Fig. 3a, b), ein „Durchläufer" zu sehen, keine der Abbildungen auf eine oder andere Stufe zu beschränken und sind die aus stratigraphischen Gründen später aufgestellten Arten als Synonyme zu der GOLDFUSS'schen Art anzusehen.

Stratigraphische Verbreitung: *Cingentolium (C.) cingulatum* kommt im europäischen Raum vom unteren bis oberen Jura vor. COX beschreibt diese Art aus dem oberen Jura von Tanzania.

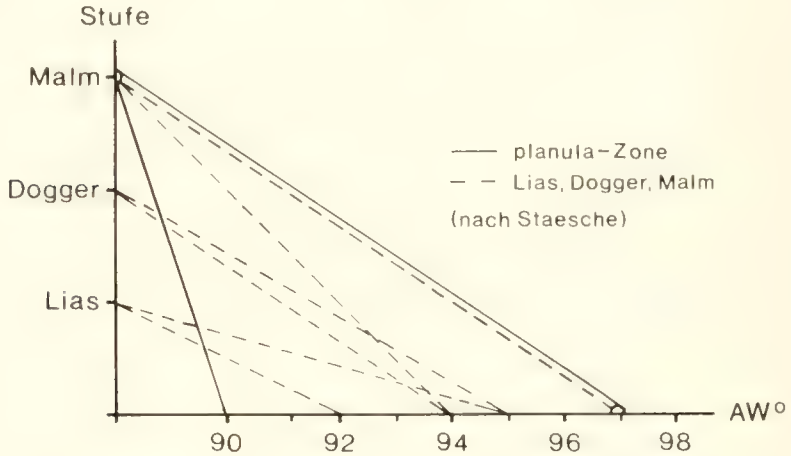


Abb. 5: Ein Vergleich des Apikalwinkels von:
+ „*Entolium*" *proeteus* aus dem Lias (92°–95°); (– – –)
+ „*Entolium*" *renevieri* aus dem Dogger (94°–95°); (– – –)
+ „*Entolium*" *cingulatum* aus dem Malm Beta, Gamma, Delta, Epsilon, Zeta (94°–97°) (– – –) und *Cingentolium (Cingentolium) cingulatum* (GOLDF.) aus der *planula*-Zone der Biburger Schwammkalke (90°–97°); (—).
+ STAESCHE (1925, 92f.) entnommen.

Colpentolium nov. subgen.

Typusart: *Cingentolium (Colpentolium) clipeus* n. sp.

Derivatio nominis: Kolpos (Gr.) = die Bucht; nach der Byssusbucht der Muschel.

Diagnose: Wie *Cingentolium*, unterscheidet sich davon durch die Ausbildung einer Byssusbucht und stärkere Ohren-Crura.

Cingentolium (Colpentolium) clipeus nov. sp.
Taf. 3, Fig. 1–3, Abb. 6, Tab. 1

Holotypus: Exemplar 1980 XXX 101.

Stratum typicum: Oberes Oxford, *planula*-Zone.

Locus typicus: Ehemaliger Gemeindebruch südlich Biburg.

Derivatio nominis: *clipeus* (lat.) = Rundschild; nach dem rundlichen Habitus der Muschel.

Diagnose: Fast so lang wie hoch, mit großem Vorderohr in der rechten Klappe; ohne Ctenolium.

Material: Holotyp (1980 XXX 101), Steinkern einer rechten Klappe. Paratypen: linke Klappe von innen in Schalenerhaltung (1980 XXX 102). Steinkern einer linken Klappe (1980 XXX 103). Außerdem ein doppelklappiges Exemplar (1980 XXX 104), vier rechte und vier linke Klappen in Schalen- und Steinkernerhaltung (1980 XXX 105–112).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	L	T
n	–	–	2	3	4	1	–	2	12

Maße in mm:

1980 XXX		R/L	H	L	D.I.%	AW°
Holotyp	101	r	34	32	94	110
Paratyp	103	L	35	30	86	100
	110	R	18	16	89	104
	107	R	24	21	86	?
	109	R	33	30	91	108

Beschreibung: Der Holotyp ist fast rund, flach und gleichmäßig gewölbt. Die Schloßlinie ist gerade; das Vorderohr ist größer und weist eine Byssusbucht auf. Ein Ctenolium ist nicht ausgebildet (Abb. 6).

Der Vorderrand des Vorderohres, der die Byssusbucht bildet, stößt ± senkrecht auf den Dorsalrand. Dagegen bildet der Hinterrand des Hinterohres mit diesem einen stumpfen Winkel und fällt flach gegen den hinteren Apikalrand ab. Zwei Innenleisten verlaufen von der Wirbelregion divergierend zum Vorder- und Hinterrand und schließen mit den Apikalrändern einen spitzen Winkel ein. Der Übergang des hinteren Apikalrandes in den Hinterrand ist gerundet. Der Ventralrand bildet mit dem Vorder- und Hinterrand einen Halbkreis, der jedoch leicht nach hinten gezogen ist. Auf dem Steinkern sind ungleichmäßige konzentrische Wülste zu sehen, zwischen denen in der oberen Klappenhälfte eine feine konzentrische Skulptur zu erkennen ist. Von der Wirbelregion verlaufen zahlreiche schwache, aber ungleich stark ausgebildete radiale Rippen (Steinkern; auf Schale: Furchen) ventralwärts.

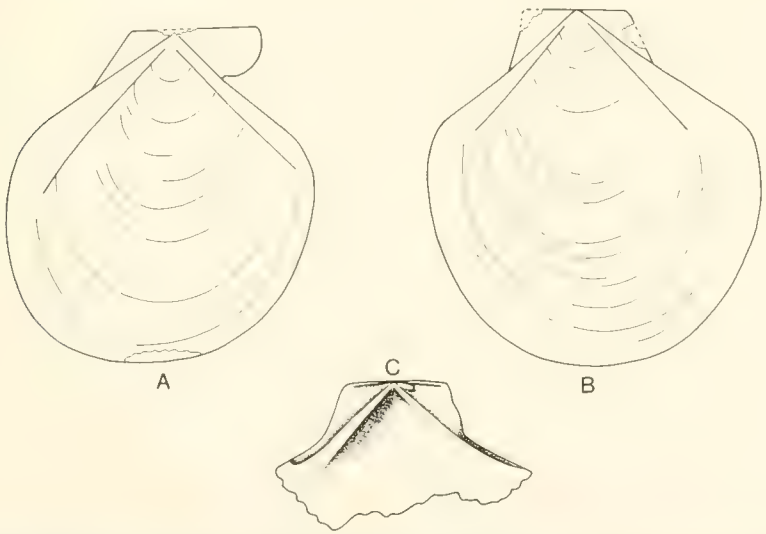


Abb. 6: *Cingentolium (Colpentolium) clipeus* nov. subg. et nov. sp.: A) Steinkern der rechten Klappe (1980 XXX 101); B) Steinkern der linken Klappe (1980 XXX 103); C) Schalenerhaltung der linken Klappe von innen (1980 XXX 102).

Paratyp: Die Innenseite des Schalenexemplares einer linken Klappe (1980 XXX 102) zeigt die Wirbelregion, die untere Hälfte ist nicht erhalten. Die Schloßlinie ist gerade, das Vorderohr größer als das Hinterohr. Das Hinterohr schließt mit dem hinteren Apikalrand einen kleineren Winkel ein als das Vorderohr mit dem vorderen Apikalrand. Parallel zum Schloßrand ist beiderseits des Resiliums auf den Ohren je eine Vertiefung zu sehen, wobei die vordere stärker ausgeprägt ist. Unterhalb dieser ist das vordere Kardinal-Crus zu erkennen. Die vorderen und hinteren Ohren-Crura sind gut ausgeprägt. Sie reichen bis zum Klappenrand, wo sie abflachen. Das vordere Crus ist geradlinig, das hintere am Innenrand eingebuchtet. Das Vorderohr zeigt dort, wo die innere Lage der Schale abgeblättert ist, die konzentrische Berippung der äußeren Lage der Schale. Zwei im Profil spitz gerundete Innenleisten, die in der Wirbelregion beginnen, sind bis zur Bruchstelle der Klappe zu sehen.

Das übrige Material weist die gleichen Merkmale auf, nur sind auf einigen Steinkernen die „Radialrippen" stärker ausgeprägt als auf dem Holotyp (vgl. unten).

Die Ornamentierung der Außenseite der Schale besteht auf der linken wie rechten Klappe aus feinen konzentrischen Rippen, die stellenweise in der Mitte der Klappe verzahnt sind (Taf. 3, Fig. 1). Diese sind von feineren konzentrischen Linien bedeckt. Wie aus der Ornamentierung der Steinkerne hervorgeht, weist die Innenseite der Schale außer zwei divergierenden Lateral-Leisten zahlreiche Radial-Furchen auf, die auf dem Steinkern als schwach erhabene Rippen erscheinen. Auf einigen Steinkernen zählt man bis zu 5 stärkere und zahlreiche schwächere „Rippen". Die Schale selbst besteht aus zwei Lagen. Die äußere Lage zeigt nach außen die konzentrische Berippung der Außenseite und ist nach innen glatt; die innere Lage ist nach außen glänzend, glatt und durchsichtig, nach innen radial gefurcht und trägt zwei divergierende Lateral-Leisten.

Bemerkungen: Duff (1978, 64, Taf. 5, Fig. 7–10, 12, 13, 17, Text-Fig. 21) stellt ein *Entolium* aus dem mittleren Callovien von England vor. Diese Form, die eine seichte Byssusbucht aufweist, unterscheidet sich von *Cingentolium (Colpentolium) clipeus* n. sp. durch das Fehlen der Lateral-Leisten. Aus der Bayerischen Staatssammlung liegt ein Stück aus dem Lias Alpha 3 von Bebenhausen bei Tübingen vor (1949 II 1), das in seinem ganzen Habitus, der Ohren-Form und dem Besitz einer Byssusbucht clipeus sehr ahnelt. Bei dieser Form fehlen ebenfalls die Lateral-Leisten, die für die Gattung *Cingentolium* charakteristisch sind. Der große Apikalwinkel der durchschnittlich über 100° beträgt, das Höhen-Längen-Verhältnis und der Besitz einer Byssusbucht, unterscheidet diese neue Art von *Cingentolium (C.) cingulatum*.

Entolium Meek, 1865

Entolium (?Entolium) cornutum (Quenstedt) 1858
Taf. 1, Fig. 6–7, Abb. 7, Tab. 1

1858 *Pecten cornutus* – Quenstedt: 597, Taf. 74, Fig. 10.

Material: 1 linke und 1 rechte Klappe in Schalen- und Steinkernerhaltung (1980 XXX 99–100).

Maße in mm:

R/K	H.	L.	DI%	AW°
R	15	12	80,0	88
L	?13	11	?84,6	87

Beschreibung: Die Klappe ist hoher als lang, ziemlich flach, gleichseitig, erscheint durch den gerade abgestützten Vorder- und Hinterrand quadratisch, sie ist am dorsoventralen Übergang dadurch länger, daß die geraden Apikalränder in einer nach außen gezogenen Rundung in den Vorder- und Hinterrand einbiegen. Diese Biegung geht konkav in den geraden Vorder- und Hinterrand über. Parallel zu den Apikalrändern, am Übergang der Ohren zu der übrigen Klappenoberfläche, ist eine Vertiefung zu erkennen, die auf der Innenseite der Klappe, als Erhebung,

die Ohren-Crura darstellt. Bei der rechten Klappe ragt das verhältnismäßig große Vorderohr über die Schloßlinie und den Wirbel hinaus, ist vorne flach konvex und am Übergang zum Apikalrand gebuchtet. Der Dorsalrand ist nicht erhalten. Vom Hinterohr ist nur der Ansatz, der ± senkrecht auf den Apikalrand abfällt, zu erkennen. Der Dorsalrand der linken Klappe ist gerade und ist schwach nach hinten geneigt. Das Hinterohr bildet mit dem Dorsalrand einen stumpfen Winkel und fällt flach auf den Apikalrand ab. Das Vorderohr bildet mit dem Dorsalrand einen spitzen Winkel, ist größer als das Hinterohr, am Vorderohr konkav und fällt steil auf den Apikalrand ein. Die Schale ist dünn, besteht aus zwei Lagen und ist innen wie außen glatt. Nur auf dem Vorderohr sind sehr schwache radiale Streifen zu erkennen.

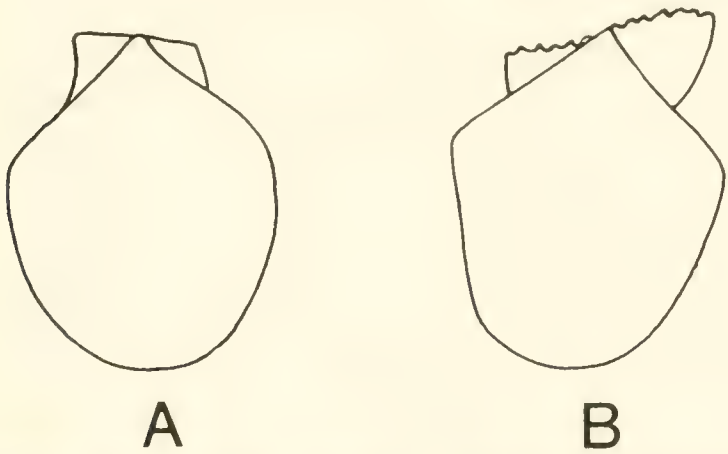


Abb. 7: *Entolium (? Entolium) cornutum* (QUENSTEDT): A) Umriß der linken und B) der rechten Klappe.

Vergleiche und Bemerkungen: QUENSTEDT (1858, 597) identifiziert seine aus dem Weißjura Beta von Hohenzollern beschriebene Art mit „*Pecten cingulatus*", schlägt aber für diese Form wegen der Ausbildung der Ohren, die wie „zwei Hörner auf der geraden Schloßlinie nach oben stehen", den Namen „*Pecten cornutus*" vor. STAESCHE (1925, 95) behandelt diese Art ebenfalls wegen der „hornförmigen Verlängerung der Ohren" als eine eigene Gruppe, die sich wegen des Fehlens der Innenleisten von der „*cingulatum*-Gruppe" und wegen des kleineren Apikalwinkels von der „*demissum*-Gruppe" unterscheidet.

Der Habitus der Muschel, die Ausbildung der Schale und Ohren-Crura (vgl. Beschreibung) sprechen für die Zuordnung dieser Art zur Gattung *Entolium*. Aber die Orientierung der Muschel und zwar die Ausbildung der Ohren in der linken wie rechten Klappe (vgl. Tab. 1) unterscheidet sich von der für *Entolium* geläufigen Diagnose (vgl. Treatise, N 346). Da NEWELL die Muskeleindrücke von *Entolium* nicht beobachten konnte, richtete er sich bei der Definierung der rechten und linken Klappe von *Entolium* nach der Gattung *Pernopecten* WINCHELL (Treatise, N 347). Danach soll die Klappe mit geradem Dorsalrand die rechte und die mit überstehenden Ohren die linke Klappe sein.

Beim vorhandenen Material ist aber der Dorsalrand der linken Klappe gerade (hier ist das Vorderohr charakteristisch) und die Ohren der rechten Klappe ragen über die Schloßlinie und den Wirbel hinaus (= *Pernopecten* und *Entolium*). Weiterhin unterscheidet sich diese Form durch das Fehlen der Lateral-Leisten auf der Innenseite der Klappe von *Cingentolium (Cingentolium)* und mit ihrer glatten Schale von *Entolium (Cteniopleurum)*. Zwar ist hier eine Byssus-

bucht angedeutet, es fehlen aber die Lateral-Leisten, die bei *Cingentolium (Colpentolium)* ausgebildet sind.

Wegen der aufgeführten Unterschiede in der Orientierung der Klappen und der Morphologie ist die Zuordnung von *cornutum* zu keiner der oben diskutierten Untergattungen zulässig. Die Zugehörigkeit zu *Entolium* erscheint aber wegen der Ausbildung der Ohren-Crura, der zweilagigen Ausbildung der Schale und auch wegen der glatten Schale gesichert. Daher wird „*Pecten cornutus*" Quenstedt als die Art einer *Entolium* nahestehenden Untergattung betrachtet und mit Vorbehalt dazu gestellt.

Stratigraphische Verbreitung: Quenstedt hat diese seltene Art aus dem Weißjura von Hohenzollern beschrieben.

Familie Pectinidae Rafinesque, 1815
Gattung *Camptonectes* Agassiz in Meek, 1864
Untergattung *Camptonectes* Agassiz in Meek, 1864

Bemerkungen: Das charakteristische Merkmal dieser Pectiniden-Gattung ist die divergierend und zu den Klappenrändern gebogen verlaufende radiale Berippung auf der Schalenoberfläche. In der Literatur sind zahlreiche *Camptonectes*-Arten vom unteren Jura bis zur oberen Kreide bekannt. Ihre Unterscheidung erfolgt meist aus stratigraphischen, daneben auch aus morphologischen Gesichtspunkten (Staesche, 1925, 72; Arkell, 1935, 94f; Duff, 1978, 65). Einigen bestimmten Merkmalen wie Apikalwinkel oder Diameterindex, die innerhalb der Ontogenese veränderlich sein konnen, wird dabei gelegentlich besondere Bedeutung beigemessen (Duff 1978, 65f). Dies kann darauf beruhen, daß bei diesen Studien kein umfangreiches Material zur Erfassung der Variationsbreite der Arten zur Verfügung stand und auch die vertikale Verbreitung dieser Arten nicht bekannt war. Arkell (1935, 95) sieht das Problem darin, daß vor der Aufstellung neuer Arten bzw. der Zusammenfassung synonymer Arten die Holotypen und Syntypen nicht eingesehen wurden. Nach mehrmaligen eingehenden Untersuchungen des vorhandenen Belegmaterials und den von Sowerby (1818) aufgestellten Holotypen sieht Arkell (1935, 95) keine Notwendigkeit, die jurassischen *Camptonectes*-Arten wie Staesche (1925, 76f) zusammenzufassen.

In dieser Arbeit wird zur Trennung der *Camptonectes*-Arten und Erfassung synonymer Arten nicht die stratigraphische „Zugehorigkeit" der Arten, sondern die Summe der morphologisch dominierenden Merkmale wie:

- Ohrenform
- Byssusbucht
- Schloßrand und
- Ornamentierung

der Schale, einschließlich der Ohren, berücksichtigt. Solange keine fließenden Übergänge, belegt durch mehrere Exemplare, in der Große des Apikalwinkels und dem Längen-Höhen-Verhältnis beobachtet werden konnten, sind diese Merkmale ebenfalls als ein Unterscheidungsmerkmal herangezogen worden.

Die aus den Schwammkalken von Biburg geborgenen *Camptonectes*-Formen zeigen zwar in der Ornamentierung der Außenschale, dem Diameterindex und Apikalwinkel eine breite Variation, lassen sich aber in der Ausbildung des Schloßrandes und der Ohren (einschließlich Byssusbucht) unterscheiden. Bei diesen Formen sind bei den Durchschnittswerten von Diameterindex und Apikalwinkel Unterschiede, wenn auch geringe, festzustellen. Im folgenden werden diese Formen vorgestellt (vgl. Tab. 2).

Camptonectes (C.) / Merkmale		*auritus* (SCHLOTHEIM)	*rigidus* (SOWERBY)	sp. I	sp. II
Schale	innen	glatt	glatt	radial gefurcht	glatt
	außen	schwache divergierende radiale u. konzentr. Ornamentierung; glatt erscheinend	schwache divergierende radiale u. konzentr. Ornamentierung; glatt erscheinend	sehr feine u. divergierende radiale u. konzentr. Ornamentierung; glatt erscheinend	kräftige divergierende radiale u. konzentr. Ornamentierung; gerastert
Dorsalrand		in der rechten Klappe gewinkelt, in der linken gerade	in der rechten Klappe gewinkelt, in der linken gerade	in beiden Klappen gerade und auf der apikalwinkelhalbierenden Linie senkrecht stehend	in der rechten Klappe gewinkelt, in der linken gerade, in beiden Klappen nach vorne abfallend
Byssusbucht		tief	flach	flach	flach
Ctenolium		ausgebildet	ausgebildet	?	ausgebildet
Diameterindex $\frac{Lx100}{H}$ (Mittelwert)		92 %	84 %	90 %	78 %
Apikalwinkel (Mittelwert)		93 °	90 °	90 °	70 °

Tab. 2: Differentialdiagnostische Darstellung der Merkmale von *Camptonectes*-Arten aus den Biburger Schwammkalken.

Camptonectes (Camptonectes) auritus (SCHLOTHEIM) 1813
Taf. 2, Fig. 1–4, Abb. 8, 12, Tab. 2

1813 *Chamites auritus* – SCHLOTHEIM: 103.
1818 *Pecten lens* – SOWERBY: 3, Taf. 205, Fig. 2, 3.
1818 *Pecten arcuatus* – SOWERBY: 4, Taf. 205, Fig. 5, 7.
1822 *Pecten maltonensis* – YOUNG & BIRD: 235, Taf. 9, Fig. 1.
1830/33 *Pecten lens* (variet.) SOWERBY – ZIETEN: 69, Taf. 52, Fig. 6a–c.
1833 *Pecten lens* SOW. – GOLDFUSS: 49, Taf. 91, Fig. 3a–d.
1833 *Pecten annulatus* SOW. – GOLDFUSS: 49, Taf. 91, Fig. 2.
1833 *Pecten obscurus* SOW. – GOLDFUSS: 48, Taf. 91, Fig. 1.
1836 *Pecten lens*, – BROM: 329, Taf. 19, Fig. 7.
1839 *Pecten striato-punctatus* Nob. – ROEMER: 27 (bezieht sich auf GOLDFUSS 1833, Taf. 91, Fig. 3).
1939 *Pecten decheni* Nob. – ROEMER: 28, Taf. 18, Fig. 25.
1843 *Pecten suprajurensis*, BUV. – BUVIGNIER: 236, Taf. 5, Fig. 1–3.
? 1852 *Pecten zieteneus*, BUV. – BUVIGNIER: 24, Taf. 19, Fig. 24, 25.
1852 *Pecten suprajurensis*, BUV. – BUVIGNIER: 24, Taf. 19, Fig. 21–23.
1853 *Pecten lens*, SOW. – MORRIS & LYCETT: 11, Taf. 2, Fig. 1.
1858 *Pecten lens* – QUENSTEDT: 432, Taf. 59, Fig. 3, 4.
? 1858 *Pecten strionatis* – QUENSTEDT: 147, 183, Taf. 18, Fig. 21, Taf. 23, Fig. 2.
1862 *P. lens*, SOW. – THURMANN & ETALLON: Taf. 37, Fig. 2.
1867 *Pecten aratus* WAAGEN n. sp. – WAAGEN: 630 (124), Taf. 31 (VIII), Fig. 3a–b.

1883 *Pecten lens* SOW. – LAHUSEN: 23, Taf. 2, Fig. 1–3.
1899 *Pecten (Camptonectes) lens*, SOWERBY. – GREPPIN: 121, Taf. 13, Fig. 9.
1900 *Chlamys (Camptonectes) lens* (SOWERBY). – COSSMANN: 50, Taf. 6, Fig. 11.
1904 *Pecten (Camptonectes) ledonicus*, P. DE LORIOL 1904. – DE LORIOL: 227, Taf. 24, Fig. 2.
1905 *Pecten (Camptonectes) lens* SOW. – BENECKE: 99, Taf. 3, Fig. 10, 12, 14–16, 18, 19 (non Fig. 13 und 17).
1911 *Camptonectes lens* – LISSAJOUS: 363, Taf. 10, Fig. 6.
1914 *Camptonectes suprajurensis* (BUVIGNIER). – COSSMANN: 4, Taf. 4, Fig. 1.
1917 *Pecten lens* SOW. – BORISSIAK & IVANOFF: 19, Taf. 1, Fig. 3, 6, 7, 9, 11.
1919 *Chlamys (Camptonectes) lens* SOWERBY 1818 sp. – COUFFON: 56, Taf. 4, Fig. 2.
1925 *Camptonectes lens* SOWERBY 1818. – STAESCHE: 76, Taf. 2, Fig. 8.
1925 *Camptonectes* WAAGEN 1867. – STAESCHE: 80 Taf, 2, Fig. 16; Taf. 3, Fig. 3.
1929 *Chlamys (Camptonectes) lens* (SOW.), 1818. – WEIR: 25, Taf. 1, Fig. 39.
1930 *Camptonectes lens* (J. SOWERBY) – ARKELL: 94, Taf. 7, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 4–7.
1936 *Camptonectes lens* SOWERBY. – DECHASEAUX: 30, Taf. 4, Fig. 9, 9a, 11, 14.
1936 *Camptonectes suprajurensis* (BUVIGNIER). – SPATH: 106, Taf. 41, Fig. 2–4; Taf. 42, Fig. 9; Taf. 43, Fig. 4.
1948 *Camptonectes auritus* (SCHLOTHEIM). – COX & ARKELL: 14.
1952 *Camptonectes auritus* (SCHLOTHEIM). – COX: 23, Taf. 2, Fig. 6.
1967 *C. auritus* – SPEDEN: 17, Taf. 4, Fig. 1, 3, 6.
1972 *Camptonectes auritus* (SCHLOTHEIM) – WALKER: 123, Taf. 7, Fig. 10.
1978 *Camptonectes (Camptonectes) auritus* (SCHLOTHEIM, 1813). – DUFF: 66, Taf. 5, Fig. 22, 25; Text Fig. 22.

non 1833 *Pecten arcuatus* SOW. – GOLDFUSS: 50, Taf. 91, Fig. 6a–b.
non 1836 *Pecten lens* SOW. – ROEMER: 71, Taf. 13, Fig. 8.
non 1853 *Pecten arcuatus*, SOW. – MORRIS & LYCETT: 11, Taf. 1, Fig. 18.
non 1858 *Pecten lens* – QUENSTEDT: 322, Taf. 44, Fig. 12.
non 1858 *Pecten lens* – QUENSTEDT: 354, Taf. 48, Fig. 8.

Material: 24 Exemplare (14 RK, 10 LK) in Steinkern- und Pragekernerhaltung, einige Exemplare mit umkristallisierter Schale (1980 XXX 120–143).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	L	T
n	4	7	7	2	1	–	1	2	24

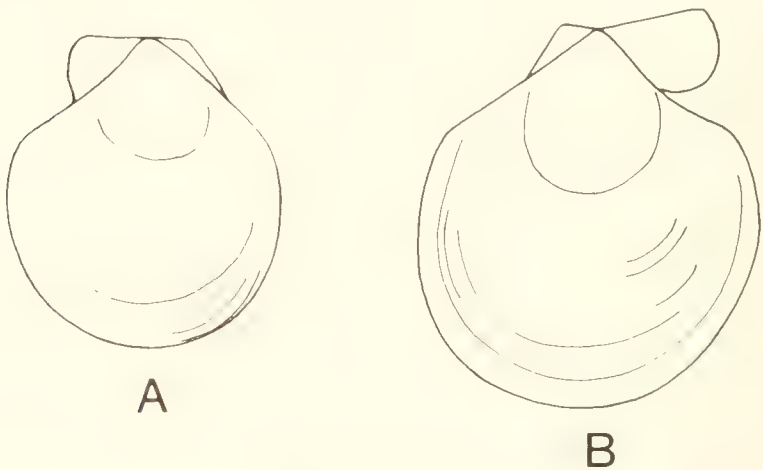


Abb. 8: *Camptonectes (Camptonectes) auritus* (SCHLOTHEIM): A) Umriß der linken und B) der rechten Klappe.

Beschreibung: Die Muschel ist ungleichklappig, die Klappen sind ungleichseitig. Die linke Klappe ist in der Wirbelregion merklich stärker gewölbt. Der vordere Apikalrand ist gerade bis schwach konkav, der hintere konvex. Beide Klappen sind mit sehr dichten, gelegentlich dichotom spaltenden, Radialrippen versehen, die divergierend zu den Klappenrändern verlaufen. Diese werden von sehr schmalen, im Profil gerundeten konzentrischen Streifen überkreuzt. Daher erscheint die Klappenoberfläche bei optimaler Erhaltung punktiert (1980 XXX 135) (vgl. Bemerkungen). In unregelmäßigen Abständen sind zahlreiche konzentrische Vertiefungen auf der Klappenoberfläche zu sehen, von denen eine in der Wirbelregion und eine andere unmittelbar am Ventralrand besonders auffallen (1980 XXX 120, 122).

Rechte Klappe (1980 XXX 120–127): Der Dorsalrand ist gewinkelt, so daß das Vorderohr deutlich und das Hinterohr etwas uber den Wirbel hinausragen. Das Vorderohr ist am Dorsal rand 2–3mal größer als das Hinterohr. Der Vorderrand des Vorderohres ist gerundet, bildet mit dem Dorsalrand einen ± rechten Winkel und mit dem Klappenrand eine tiefe Byssusbucht. Der gerade Hinterrand des Hinterohres, der flach gegen den Klappenrand abfällt, stößt in einem stumpfen Winkel auf den Dorsalrand. Beide Ohren sind mit sehr feinen konzentrischen wie radialen Rippen versehen. Außerdem reichen die divergierenden Radialrippen der Klappenoberfläche bis auf das Hinterohr der rechten Klappe (1980 XXX 120). Auffällig ist eine radiale Furche auf dem Vorderohr, die vom Wirbel aus nach unten verläuft und die Sinusbucht-Region gegen die übrige Ohrenoberfläche abgrenzt. Durch eine Vertiefung, die auf dem Steinkern einer rechten Klappe, ± parallel zum vorderen Apikalrand, verläuft, ist das vordere Ohren-Crus zu erkennen (1980 XXX 123). Eine noch schwachere Vertiefung, die parallel zum hinteren Apikalrand verläuft, ist auf anderen Steinkernen zu beobachten (1980 XXX 121 + 123). Beiderseits des Wirbels sind die Kardinal-Crura in einer Vertiefung ± parallel zum Dorsalrand ausgebildet (1980 XXX 120). Diesem schließt sich die Ligament-Area nach oben an. Die vordere Ligament-Area, die in einem schmalen Band den ganzen Anterodorsalrand einnimmt, ist mit nach vorne abfallende Streifen versehen (1980 XXX 124). Die hintere Ligament-Area ist als eine dreieckige Grube ausgebildet und wird durch eine gebogene Leiste gegen den Hinterrand des Hinterohres abgegrenzt (1980 XXX 127). Das Ctenolium ist als sehr feine hakenformige Kerbe zu erkennen (1980 XXX 124 + 125). Es ist auch oberhalb der Byssusbucht gegen den Wirbel hin zu verfolgen, was für seine frühontogenetische Ausbildung spricht (1980 XXX 124 + 126).

Linke Klappe (1980 XXX 128–134): Der Dorsalrand ist gerade. Das Vorderohr ist am Dorsalrand mindestens 2mal größer als das Hinterohr. Der Vorderrand des Vorderohres bildet mit dem Schloßrand einen rechten (1980 XXX 128) bis stumpfen (1980 XXX 129) Winkel, ist gerade (1980 XXX 128) und gerundet (1980 XXX 134) und fällt gerade (1980 XXX 129), senkrecht (1980 XXX 132) oder in einer schwachen Einbuchtung (1980 XXX 128, 131, 133) gegen den Klappenrand ab. Das Hinterohr, dessen gerader Hinterrand flach gegen den Klappenrand abfällt, bildet mit dem Dorsalrand einen stumpfen Winkel. Das Vorderohr ist mit sehr feinen konzentrischen Streifen versehen, die parallel zum Vorderrand verlaufen und von divergierenden Radialrippen der Klappenoberflache überkreuzt werden (1980 XXX 131). Auf einem Exemplar fällt eine starke Radialrippe, die etwa in der Mitte des Vorderohres zum Vorderrand verläuft, auf (1980 XXX 128). Auf dem Hinterohr sind nur konzentrische Streifen zu sehen (1980 XXX 129). Die vordere Ligament-Area verläuft parallel zum Dorsalrand; sie ist mit Streifen versehen, die unmittelbar vor dem Wirbel senkrecht, nach vorne zunehmend schräg verlaufen (1980 XXX 132, 1333).

Vergleiche und Bemerkungen: Die Prioritat dieser Art gegenuber *Camptonectes* (*C.*) *lens* (Sowerby) ist bereits von Cox & Arkell (1948, 14) erkannt und von späteren Autoren übernommen worden (Speden 1967, 17; Walker 1972, 12, Duff 1978, 66). Die Variabilitat im Hohen-Längen-Verhältnis, Apikalwinkel, in der Wölbung der Klappe sowie in Art und Starke der Skulptur der jurassischen *Camptonectes*-Arten veranlaßten Stasche (1925, 77f.) dazu,

„... diese Formen unter einem der von SOWERBY gegebenen Namen zusammenzufassen.". STAESCHE sah die in seiner Synonymie-Liste zusammengefaßten *Camptonectes*-Arten durch Mittelformen und Übergänge derart miteinander verknupft, daß ihm „... eine Auflosung in einzelne Arten zum Ding der Unmöglichkeit..." wurde. ARKELL (1930, 45f.) wirft erneut die Synonymie-Frage der jurassischen *Camptonectes*-Arten, nach einer eingehenden Untersuchung des Belegmaterials von SOWERBY, auf. ARKELL diskutiert die „Merkmale und die Herkunft" der sieben von SOWERBY aufgestellten *Camptonectes*-Arten und sieht im Gegensatz zu STAESCHE keine Notwendigkeit darin, die SOWERBY'schen Arten unter *Camptonectes* (*C.*) *lens* zusammenzufassen. ARKELL versucht, die morphologischen Unterschiede der Arten durch ihre stratigraphische Herkunft zu untermauern, während STAESCHE die Abgrenzung der *Camptonectes*-Arten mehr im palaontologischen Sinne, d. h. anhand ihrer Morphologie und Variationsbreite, durchführt. Bei dieser Untersuchung stellt ARKELL weiterhin fest, daß es sich bei *Pecten lens* (linke Klappen) und *Pecten arcuatus* (rechte Klappen) um ein und dieselbe Art handelt. Zur Synonymie von *Pecten maltonensis* YOUNG & BIRD und *Pecten decheni* ROEMER wird ebenfalls auf ARKELL (1930, 95f.) verwiesen. Zwei von GOLDFUSS (1833, 48f.) als *Pecten annulatus* und *obscurus* beschriebene *Camptonectes*-Arten, die sich in der Ornamentierung, Ausbildung der Ohren und im Apikalwinkel von *Camptonectes* (*C.*) *auritus* kaum unterscheiden, gehoren hierher. Die ausgepragte konzentrische Ornamentierung von *Pecten annulatus* sensu GOLDFUSS ist unter dem Material aus Biburg ebenfalls zu beobachten (1980 XXX 120, 131, 132). *Camptonectes* (*C.*) *zieteneus* (BUVIGNIER) besitzt wesentlich breitere und weniger dichtstehende Rippen als *auritus*, weshalb seine Zugehorigkeit zu dieser Art fraglich erscheint. Wegen der dichten Berippung, aber auch seines Habitus, ist *Camptonectes* (*C.*) *suprajurensis* (BUVIGNIER) als Synonym zu *auritus* anzusehen. Das Fehlen der Punktierung in der Mitte der Außenschale einiger Exemplare des vorliegenden Materials ist auf die Erhaltung zurückzufuhren (vgl. Beschreibung). *Pecten strionatus* steht vor allem in der Ausbildung der Ohren und der Byssusbucht *Camptonectes* (*C.*) *auritus* sehr nahe. QUENSTEDT konnte die divergierende Radialberippung nur in der Wirbelregion seiner Art beobachten, weist aber auf die Ähnlichkeit mit *Pecten lens* SOWERBY hin (1858, 183). *Pecten* (*Camptonectes*) *ledonicus* DE LORIOL, der die gleiche Ohrentorm besitzt und in der Ornamentierung der Außenschale keine wesentlichen Unterschiede zu *auritus* aufweist, gehört hierher. *Pecten aratus* WAAGEN ist in seinem ganzen Habitus und der Ornamentierung der Schale von *auritus* nicht zu unterscheiden. STAESCHE (1925, Taf. 2+3) bildet diese Art aus dem Dogger Gamma und Delta des Schwabischen Jura ab, die Stucke zeigen vor allem die charakteristische Berippung der Ohren noch deutlicher als das von WAAGEN in der Zeichnung Dargestellte. Bei den von BENECKE (Taf. 3, Fig. 13, 17) abgebildeten Exemplaren handelt es sich wegen der viel groberen Berippung (Fig. 13) und der Ausbildung des Vorderohres der linken Klappe (Fig. 17) nicht um eine synonyme Art. Der Vorderrand des Vorderohres der linken Klappe stoßt hier nicht auf den vorderen Apikalrand, sondern geht kontinuierlich in den Klappenrand uber. *Camptonectes* (*C.*) *auritus* (SCHLOTHEIM) unterscheidet sich von den folgend beschriebenen Arten durch die Ausbildung des Schloßrandes, der Ohren und deren Ornamentierung. Ein Unterschied ist auch im Diameterindex und Apikalwinkel festzustellen (vgl. Tab. 2).

Stratigraphische Verbreitung: Diese Art ist im europäischen Jura weitverbreitet. Von Indien (Cutch) wird sie aus dem Argovian und von Somalia aus Oxfordian und Kimmeridgian beschrieben. Im suddeutschen Raum war diese Art bisher aus dem unteren und mittleren, im norddeutschen Raum bis zum mittleren Oxfordian bekannt.

Camptonectes (Camptonectes) rigidus (SOWERBY) 1821
Taf. 2, Fig. 5–10, Abb. 9, 12, Tab. 2

1821 *Pecten rigidus.* – SOWERBY: 5, Taf. 205, Fig. 8.
1853 *Pecten arcuatus,* SOW. – MORRIS & LYCETT: 11, Taf. 1, Fig. 18.
1853 *Pecten woodwardii.* – MORRIS & LYCETT: 8, Taf. 1, Fig. 20.
1863 *Pecten rigidus,* SOW. – MORRIS & LYCETT: 31, Taf. 40, Fig. 16.
1930 *Pecten rigida,* SOW. – ARKELL: 97 (Diskussion).
1950 *Camptonectes rigidus* (J. SOWERBY). – COX & ARKELL: 13 (Revision).

Material: 36 Exemplare (19 RK, 17 LK) in Steinkern- und Prägekernerhaltung, einige Exemplare mit umkristallisierter Schale (1980 XXX 150–185).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	L	T
n	4	13	6	4	6	–	–	3	36

Beschreibung: Rechte Klappe (1980 XXX 150–155): Der Dorsalrand ist gewinkelt, so daß der vordere Teil stärker und der hintere Teil gelegentlich weniger über den Wirbel hinausragt (1980 XXX 152, 155). Der Anterodorsalrand ist ± zweimal größer als der Posterodorsalrand. Der Vorderrand des Vorderohres ist gerundet, bildet mit dem Dorsalrand einen ± rechten Winkel und fällt senkrecht auf den Apikalrand ein, ohne eine tiefe Byssusbucht zu bilden. Oberhalb und unterhalb dieser Stelle sind sehr feine Kerben als Ctenolium zu erkennen (1980 XXX 150–154). Das Hinterohr weist am Dorsalrand einen stumpfen Winkel auf und besitzt einen geraden, flach gegen den Klappenrand abfallenden Hinterrand. Das Vorderohr ist mit kräftigen konzentrischen Streifen ornamentiert, deren Zwischenräume von sehr feinen und dichten radialen Linien bedeckt sind (1980 XXX 152). Das Hinterohr zeigt zusätzlich zu den konzentrischen Streifen noch die divergierenden Radialrippen der Klappenoberfläche, die stellenweise als sehr feine Linien auf das Ohr übergreifen (1980 XXX 152). Auf einem anderen Exemplar ist eine gröbere auf die konzentrischen Streifen senkrecht stehende Berippung zu erkennen (1980 XXX 155).

Die Vertiefung (negativ) auf der Außenseite des Vorderohres, welche parallel zum Anterodorsalrand von zwei Exemplaren (1980 XXX 152, 155) verläuft, weist auf das vordere Kardinal-Crus hin. Oberhalb davon und parallel dazu ist die vordere Ligament-Area durch einen

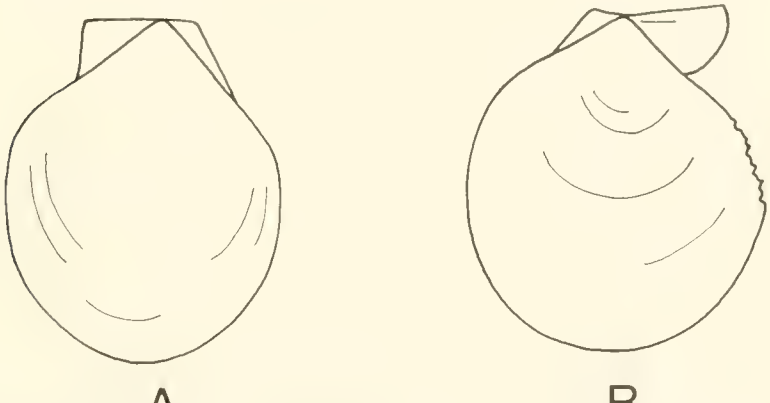


Abb. 9: *Camptonectes (Camptonectes) rigidus* (SOWERBY): A) Umriß der linken und B) der rechten Klappe.

schmalen Wulst zu erkennen (positiv). In einer kleinen hochovalen Grube unterhalb des Wirbels ist das Resilium zu vermuten (1980 XXX 155).

Linke Klappe: (1980 XXX 156–160): Der Dorsalrand ist gerade, der vordere Teil ist 2–3mal länger als der hintere Teil. Der gerade oder schwach gerundete Vorderrand des Vorderohres bildet mit dem Klappenrand einen rechten bis spitzen Winkel (1980 XXX 156, 160). Der Hinterrand des Hinterohres bildet mit dem Dorsalrand einen spitzen Winkel und fällt flach gegen den Klappenrand ab. Das Hinterohr zeigt nur konzentrische Streifen, die parallel zum Ohrenrand verlaufen, dagegen sind auf dem Vorderohr folgende Ornamentierungen zu beobachten: Das Vorderohr ist durch eine Radialrippe, die vom Wirbel aus etwa in der Mitte des Ohres zum Vorderrand verläuft, in zwei Teile geteilt (1980 XXX 160). Der untere Teil ist mit starken, ziemlich auseinander stehenden, unten schwach geschwungenen, konzentrischen Streifen versehen; im vorderen Drittel konnten 14 gezählt werden. Ihre Zwischenräume sind mit sehr feinen, auf den Streifen ± senkrecht stehenden Linien bedeckt, wodurch die Flanken dieser Streifen gerunzelt erscheinen. Im oberen Teil besteht die Ornamentierung aus sehr feinen und dicht gedrängten konzentrischen Streifen, die stellenweise auch unterhalb der Radialrippe zu sehen sind. Diese Streifen, die unten noch gerade verlaufen, schwingen nächst dem Dorsalrand schwach nach hinten, bevor sie diesen erreichen.

Eine andere Ornamentierung weisen zwei weitere Exemplare auf dem Vorderohr auf (1980 XXX 156, 157). Hier sind sowohl die konzentrischen Streifen und Radialrippen, als auch die divergierenden Radialrippen der Klappenoberfläche, die auf das Ohr übergreifen, zu sehen. Die konzentrischen und radialen Streifen sind stärker ausgebildet als die divergierenden Radialrippen der Klappenoberfläche. Eine sehr dichte netzartige Ornamentierung, gebildet durch die divergierenden Radialrippen und feinen konzentrischen Streifen, bedeckt die Oberfläche beider Klappen (1980 XXX 161, 162–164). Auf den Schalenresten eines weiteren Exemplares (1980 XXX 159) sind die Radialrippen und auf einem Prägekern sehr dichte konzentrische Streifen zu sehen.

Vergleiche und Bemerkungen: *Camptonectes (C.) rigidus* (Sowerby) unterscheidet sich von der vorherigen Art vor allem durch die Ausbildung und Ornamentierung der Ohren, das Fehlen einer tiefen Byssusbucht. Weitere Unterschiede sind im Diameterindex und Apikalwinkel festzustellen. Durch den Besitz eines durchschnittlich kleineren Apikalwinkels als *auritus* ist *Camptonectes (C.) rigidus* höher als lang (vgl. Tab. 2).

Anmerkungen zu weiteren jurassischen *Camptonectes*-Arten macht Arkell (1930, 97f.), worauf hier verwiesen wird. Cox & Arkell führen schon (1950, 13) *Pecten woodwardii* (Morris & Lycett als Synonym zu rigidus auf.

Stratigraphische Verbreitung: Diese Art ist bisher aus dem oberen Bathonian bis unteren Callovian von England bekannt.

Camptonectes (Camptonectes) sp. 1
Taf. 3, Fig. 4–6, Abb. 10, 12, Tab. 2

Material: 19 einklappige Exemplare (8 RK und 11 LK) in Steinkern- und Prägekernerhaltung, gelegentlich mit stellenweise umkristallisierter Schale (1980 XXX 190–208).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	L	T
n	–	14	1	3	–	–	1	–	19

Beschreibung: Die Klappe ist rundlich und abgesehen von den Ohren ± gleichseitig. Der Schloßrand ist gerade. Der vordere Apikalrand ist schwach konkav, der hintere schwach konvex. An der rechten Klappe sind die Ohren ± gleich groß, an der linken ist das Vorderohr größer.

Rechte Klappe (1980 XXX 190, 191): Der Vorderrand des Vorderohres bildet mit dem Anterodorsalrand einen rechten Winkel und ist schwach gerundet. Das Hinterohr ist am Dorsalrand stumpfwinkelig. Der Hinterrand des Hinterohres fällt flacher gegen den hinteren Apikalrand ab als der Vorderrand des Vorderohres gegen den vorderen Apikalrand.

Linke Klappe (1980 XXX 192, 193): Das Vorderohr ist am Dorsalrand rechtwinklig, das Hinterohr stumpfwinklig; dessen Hinterrand fällt flach gegen den Klappenrand ab.

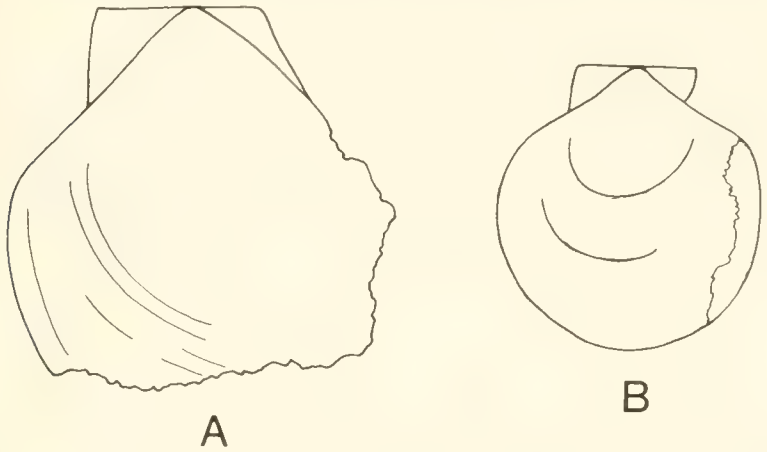


Abb. 10: *Camptonectes (Camptonectes)* sp. I: A) Umriß der linken und B) der rechten Klappe.

Die Schale ist sehr dünn und erscheint im umkristallisierten Zustand glatt. Bei näherer Betrachtung sind sehr feine radiale Berippung und konzentrische Streifen zu erkennen.

Die Radialrippen verlaufen wellig (1980 XXX 192, 194). Das Vorderohr der linken Klappe zeigt sehr feine und dichte Radialrippen, die wellig verlaufen, sich gelegentlich spalten und an der Oberfläche rauh erscheinen (1980 XXX 192, 195). Das Vorderohr der rechten Klappe ist konzentrisch (1980 XXX 191), das Hinterohr konzentrisch wie radial gestreift (1980 XXX 196, 197). Die Innenseite der Schale ist sehr dicht radial gefurcht, daher ist der Steinkern mit breiten und flach gerundeten Radialrippen (1980 XXX 190–193) versehen.

Vergleiche und Bemerkungen: Die Innenseite der *Camptonectes*-Schalen sind, soweit bekannt, glatt. Die gefurchte Schaleninnenseite der vorliegenden Exemplare erinnern an Entoliinae. Gegen eine Zuordnung zu diesen spricht die Ornamentierung der Schalenaußenseite, aber auch der gerade Schloßrand beider Klappen. Kardinal- und Ohrencrura wurden nicht beobachtet. Diese Art unterscheidet sich von den vorher beschriebenen Arten durch die Ausbildung des Dorsalrandes, der Ohren und der Ornamentierung der Außen- und Innenschale (vgl. auch Tab. 2).

Camptonectes (Camptonectes) sp. II
Taf. 3, Fig. 7–8, Abb. 11, Tab. 2

Material: 8 einklappige Exemplare (4 RK, 4 LK) in Schalen- und Steinkernerhaltung (1980 XXX 210–217).

Bank	7	6	5	4	3	2	1	l	T
n	1	4	2	–	1	–	–	–	8

Beschreibung: Die Klappen sind ungleichseitig, nach vorne verlängert und höher als lang. Der Apikalwinkel beträgt ca. 70°. Der Dorsalrand der rechten Klappe ist am Wirbel gewinkelt (1980 XXX 212), der der linken geradlinig (1980 XXX 214) und in beiden Klappen nach vorne abfallend. Der Übergang des hinteren konvexen Apikalrandes in den Hinterrand geschieht kontinuierlich, dagegen ist der des vorderen konkaven Apikalrandes in den Vorderrand abgesetzt.

Rechte Klappe (1980 XXX 210–213): Das Vorderohr ist am Dorsalrand 2–3mal größer als das Hinterohr. Der Vorderrand des Vorderohres ist gerundet und bildet mit dem Apikalrand und dem Dorsalrand einen ± rechten Winkel. Unterhalb des Vorderohres ist das Ctenolium mit sehr feinen Kerben zu erkennen (1980 XXX 211). Das Hinterohr bildet am Dorsalrand einen rechten Winkel und sein Hinterrand fällt sehr flach gegen die Klappe ab.

Linke Klappe (1980 XXX 214–217): Der Umriß dieser Klappe entspricht dem der rechten (abgesehen vom Dorsalrand). Beide Ohren bilden mit dem Dorsalrand einen stumpfen und mit den Klappenrandern einen spitzen (1980 XXX 214) oder einen ± rechten (1980 XXX 215) Winkel.

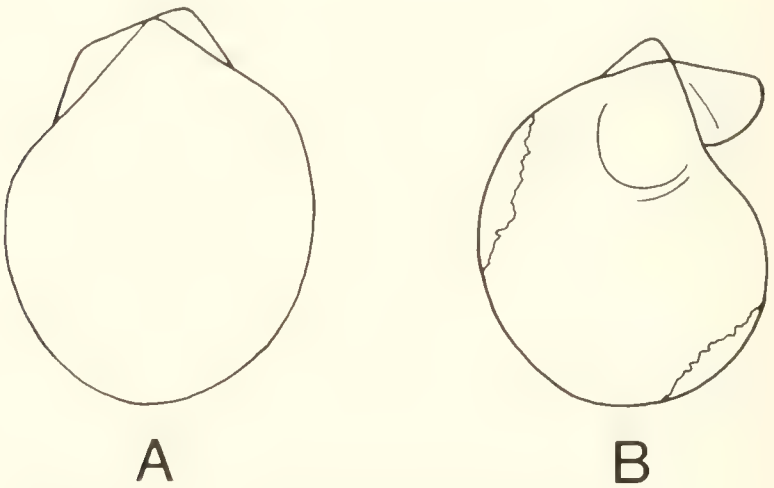


Abb. 11: *Camptonectes (Camptonectes)* sp. II: A) Umriß der linken und B) der rechten Klappe.

Die Ornamentierung der Klappenoberflache besteht aus sehr dichten, feinen, flachen und divergierenden Radialrippen und sehr feinen und ebenfalls dichten konzentrischen Streifen (1980 XXX 213, 214). Auf dem Vorderohr der rechten Klappe sind sehr feine radiale Linien, die senkrecht zu den kraftigen konzentrischen Streifen angeordnet sind, zu beobachten (1980 XXX 212). Die Innenseite der Klappen ist glatt.

Vergleiche und Bemerkungen: Durch den auffallend kleinen Apikalwinkel, den Umriß der Klappen und vor allem in dem nach vorne abfallenden Dorsalrand unterscheidet sich diese Art von den vorher beschriebenen (vgl. Tab. 2, Abb. 12).

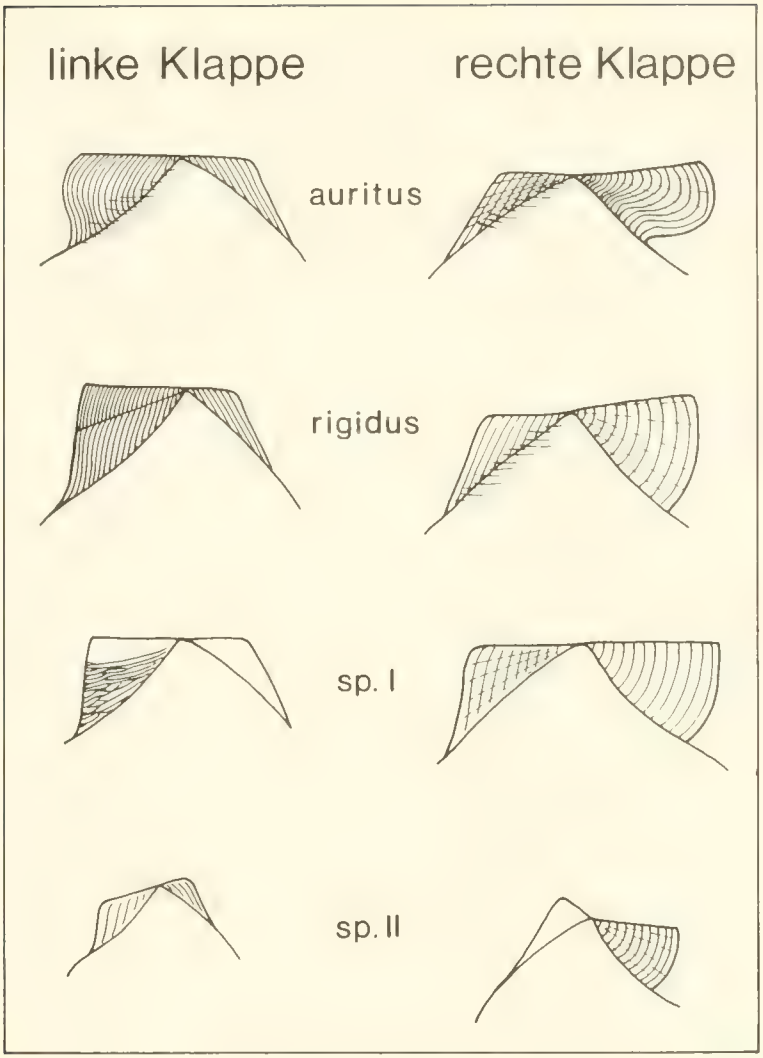


Abb. 12: Ausbildung des Schloßrandes, der Ohren und deren Ornamentierung der *Camptonectes*-Arten aus den Biburger Schwammkalken.

3. Zur Palökologie

Wie bereits bei der Beschreibung des ersten Teils der oberoxfordischen Bivalvenfauna aus den Schwammkalken von Biburg (Pteriomorphia I) erwähnt, wird in diesem Kapitel die vertikale Häufigkeit und horizontale Verteilung der beschriebenen Faunenelemente statistisch ausgewertet. Zum anderen wird versucht, anhand der Funktionsmorphologie den ursprünglichen Lebensraum einiger in stotzennahen b) und -fernen a) Bereichen geborgenen Faunen zu rekonstruieren (vgl. YAMANI 1982, 28f.).

1. *Cingentolium (Cingentolium) cingulatum*

Bank	7	6	5	4	3	2	1	T
n	6	16	13	9	2	6	–	49
%	12,2	32,7	26,5	18,4	4,1	6,1	–	100%

Diese bereits aus dem unteren bis oberen Schwabischen-Frankischen-Jura bekannte Art erreicht in Bank 6 & 5 ihre maximale Häufigkeit. Dies kann seine Ursache darin haben, daß mit der Entfaltung des Schwammriffes in diesem Bereich der Nahrungsanfall fur diese liberosessile Art günstiger war. Da keine morphologischen Veranderungen bedingt durch die Anpassung an einen anderen Lebensraum zu beobachten sind, laßt die gleichmaßige horizontale Verteilung des Diameterindexes und die einheitliche Große des Apikalwinkels den Schluß zu, daß diese Form entsprechend ihrer Lebensweise nur einen Lebensraum, und zwar den stotzenfernen Bereich, bevorzugte. Dafur spricht auch die Tatsache, daß 60% der geborgenen Fauna aus dem stotzenfernen und 40% aus dem stotzennahen Bereich stammen.

2. *Cingentolium (Colpentolium) clipeus*

Die geringe, im gesamten Profil geborgene Anzahl dieser Art laßt keine statistische Auswertung zu. Auffallig ist jedoch das Fehlen dieser Form zu jener Zeit, als das Riff diesen Lebensraum eroberte (Bank 7), und auch, als es sich spater entfaltete (Bank 6). In diesem Zusammenhang ist auch die Schalenmorphologie von *clipeus* mit dem wesentlich großeren Vorderohr in der rechten Klappe und dessen Byssusbucht zu bemerken. Da aber die Byssusbucht nicht sehr tief ausgeschnitten ist und andererseits kein Ctenolium beobachtet werden konnte, kann es sich bei dieser Art nicht um eine Form handeln, die sich im erwachsenen Stadium mit Byssus anheftete. Daher liegt nahe, daß *clipeus* wahrscheinlich in fruhontogenetischen Stadien mit schwachem Byssus angeheftet war und spater die auf dem Sediment liegende Lebensweise bevorzugte. Also, sowohl der stotzennahe als auch -ferne Bereich boten dieser Art einen Lebensraum.

3. *Camptonectes (Camptonectes) auritus*

Bank	7	6	5	4	3	2	1	T
n	4	7	7	2	1	–	1	22
%	18,2	31,8	31,8	9,1	4,5	–	4,5	100%

Diese Art, die in der zuunterst angeschnittenen Bank vertreten ist, erreicht mit wenigen Exemplaren in Bank 6 und 5 ihre großte Entfaltung. Obwohl eine relevante horizontale Verteilung dieser Art in den Lebensbereichen a und b wegen der geringen Stuckzahl nicht ermittelt werden kann, spricht die tiefe Byssusbucht und das vom fruhontogenetischen Stadium an ausgebildete Ctenolium für eine haftende Lebensweise im riffnahen Bereich.

4. *Camptonectes (Camptonectes) rigidus*

Bank	7	6	5	4	3	2	1	T
n	4	13	6	4	6	–	–	33
%	12,1	39,4	18,2	12,1	18,2	–	–	100%

Auch diese *Camptonectes*-Art, die bereits mit wenigen Exemplaren in Bank 7 vertreten ist, erreicht ihre maximale Entfaltung in Bank 6. Als Byssusträger mit kräftigem Ctenolium hat *rigidus* die gleiche Lebensweise wie die vorhergehende Art. Die horizontale Verteilung dieser Art im Schwammriff von Biburg mit 31% im stotzenfernen (a-Bereich) und mit 69% im stotzennahen (b-Bereich) entspricht der Morphologie und damit dem ursprünglichen Lebensraum der Art.

5. Camptonectes (C.) sp. I

Bank	7	6	5	4	3	2	1	T
n	–	14	1	3	–	–	1	19
%	–	73,6	5,3	15,8	–	–	5,3	100%

Diese Art, die zu Beginn der Entfaltung des Riffes anscheinend nicht vertreten war, erreichte ihre größte und rapide Häufigkeit in Bank 6. Ebenso eine rapide Abnahme ihrer Anzahl in den folgenden Bänken ist auffällig, deren Grund in Änderung der Lebensbedingungen zu suchen ist. Diese Frage wird im Zusammenhang einer paläontologischen Synthese später behandelt.

Bei dieser mit flacher Byssusbucht versehenen Form ist kein Ctenolium entwickelt. Da ihre horizontale Verteilung mit je 50% im stotzennahen und -fernen Bereich gleichmäßig ist, ist anzunehmen, daß es sich hier um eine am Meeresboden mit nennenswerter Bewegung freiliegenden Art handelt. Die Gleichklappigkeit und die Symmetrie der Klappen sprechen auch für diese Lebensweise.

6. Camptonectes (C.) sp. II

Die geringe Anzahl der geborgenen Exemplare legt es nahe, daß zu keiner Zeit und in keinem Bereich die Lebensbedingungen für diese Art günstig waren. Die große Asymmetrie im Umriß der Klappe, die Ohrenform und nicht zuletzt der Besitz eines Byssusapparates sprechen gegen eine freie Lebensweise. Deshalb ist es um so wahrscheinlicher, daß diese Art wenn auch gering vertreten an den geschützten Seiten der Schwämme und in unmittelbarer Nähe des Riffes ihren Lebensraum gefunden hat.

Schriftenverzeichnis

ARKELL, W. J. (1930): A monograph of British Corallian Lamellibranchia. Palaeontogr. Soc., **2**: 73–104, Taf. 5–8; London.

BENECKE, E. W. (1905): Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. – Abh. geol. Spec.-Kt., Elsaß-Lothringen, N. F., **6**: 598 S., 59 Taf.; Straßburg.

BORISSJAK, A. & IVANOV, E. (1971): Les Pélecypodes des couches jurassiques de la Russie d'Europe. V. Pectinidae. – Mém. Com. Géol. Russie, N. F., **143**: 1–58, Taf. 1–4; St. Petersburg.

BRONN, H. G. (1836): Lethaa geognostica oder Abbildungen und Beschreibungen der fur die Gebirgs-Formation bezeichnendsten Versteinerungen. – 2. Aufl., **1**: 544 S., 2 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.

BUVIGNIER, A. (1843): Sur quelques fossiles nouveaux des départements de la Meuse et des Ardennes. – Mém. Soc. Phil. Verdun, **2**: 226–255, Taf. 2–6; Verdun.

BUVIGNIER, A. (1852): Statistique géologique, mineralogique, minerallurgique et paléontologique du département de la Meuse. – Text, I–LI, 1–694, Atlas, 52 S., Taf. 1–32; Paris.

CHIMSHIASHVILI, N. G. (1957): Oberjurassische Fauna von Grusinien (Cephalopoda-Lamellibranchia). – Akad. Nauk. Grusinskoj SSR, 313 S., 31 Taf.; Tiflis.
COUFFON, O. (1919): Le Callovien du Chalet, Commune de Montreuil-Bellay (M. & L.). – Bull. Soc. Etudes Sci. Angers, **49:** 15–97, Atlas, Taf. 1–18; Angers.
COX, L. R. (1952): The jurassic lamellibranch fauna of Cutch (Kachh), Nr. 3, Families Pectinidae, Amusiidae, Plicatulidae, Limidae, Ostreidae and Trigoniidae (Supplement). – Mem. geol. Surv. India (Palaeontologia Indica), Ser. 9, **3** (4): 128 S., 12 Taf.; Calcutta, Delhi, London.
COX, L. R. (1965): Jurassic Bivalvia and Gastropoda from Tanganyika and Kenya. – Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Suppl., **1:** 213 S., 2 Abb., 30 Taf.; London.
COX, L. R. & ARKELL, W. J. (1948): Mollusca of the British Great Oolite Series. Primarily a nomenclatorial revision of the monographs by MORRIS and LYCETT (1851–55), LYCETT (1863) and BLAKE (1905–07). – Palaeontogr. Soc., 1948, I: I–XIII, 1–48; London.
COX, L. R. & ARKELL, W. J. (1950): Mollusca of the British Great Oolite Series. Primarily a nomenclatorial revision of the monographs by MORRIS and LYCETT (1851–55), LYCETT (1863) und BLAKE (1905–07). – Palaeontogr. Soc., 1950, II: XIV–XXIV, 49–105; London.
DECHASEAUX, C. (1936): Pectinidés jurassiques de l'est du Bassin de Paris. Révision et biogéographie. – Ann. Paléont., **25:** 1–148, 14 Abb., Taf. 1–10; Paris.
DHONDT, A. (1971): Systematic Revision of Entolium, Propeamussium (Amusiidae) and Syncyclomena (Pectinidae, Bivalvia, Mollusca) of the european boreal Cretaceous. – Bull. Inst. roy. Sci. nat. Belgique, **47** (32): 95 S., Abb. A, B, 4 Taf.; Bruxelles.
DUFF, K. L. (1978): Bivalvia from the English lower Oxford Clay (middle Jurassic). – Palaeontogr. Soc. (Monogr.): 137 S., 40 Abb., 13 Taf.; London.
GLIBERT, M. & POEL, L. VAN DE (1965): Les Bivalvia Fossiles du Cénozoique étranger des Collections de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique. II. Pteroconchia, Colloconchia et Isofilibranchia. – Mém. Inst. roy. hist. nat. Belgique, **78** (2): 1–105; Bruxelles.
GOLDFUSS, A. & MÜNSTER, G. (1835): Petrefacta Germaniae. – Teil II: 69–140, Taf. 97–121; Düsseldorf (Arnz & Comp.).
GRECO, B. (1898): Fauna della zona con Lioceras opalinum Rein. sp. di Rosanno in Calabria. – Palaeontographia Italica, Memorie di Paleontologia, **4:** 93–140, Taf. 8–9; Pisa.
GRECO, B. (1899): Fossili oolitici del monte Foraporta presso Lagonegro Basilicata. – Palaeontographia Italica, Memorie di Paleontologia, **5:** 105–124, Taf. 13; Pisa.
GREPPIN, E. (1899): Description des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bâle. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **26:** 53–126, Taf. 6–12; Genève.
HERTLEIN, L. G. (1969): Family Entoliidae. – In: MOORE, R. C. [Hrsg.]: Treatise on Invertebrate Paleontology, N, 1, Mollusca 6, Bivalvia: N346–N347; Boulder, Col. (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas).
KOROBKOV, I. A. (1960): Osnovi Paleontologii 5; Mollusca; Amphineura, Bivalvia, Scaphopoda, Pectinacea. – 81–86, 72 Abb., Taf. 8–12; Moskow.
LAHUSEN, I. (1883): Die Fauna der jurassischen Bildungen des Rjasanschen Gouvernements. – Mém. Comitée Geol. St. Petersbourg, **1** (1): 94 S., 11 Taf.; St. Petersburg.
LORIOL, P. DE (1904): Étude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen de Jura Lédonien. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **31:** 161–303, Taf. 20–27; Genève.
MOORE, R. C. [Hrsg.] (1969): Treatise on Invertebrate Paleontology, N, 1+2, Mollusca 6, Bivalvia. – XXXVIII + 952 S., 6198 Abb.; Boulder, Col. (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas).
MORRIS, J. & LYCETT, J. (1853): A monograph of the Mollusca from the Great Oolithe, chiefly from Minchinhampton and the coast of Yorkshire. Part II, Bivalves. – 81–147, Taf. 1–15; London (Palaeont. Soc.).
NEWELL, N. D. (1965): Classification of the Bivalvia. – Amer. Mus. Novit., **2206:** 25 S., 3 Abb., 1 Tab.; New York.
OPPEL, A. (1856–1858): Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. – Württemb. naturwiss. Jh., **12–14:** 857 S.; Stuttgart.
ORBIGNY, A. DE (1850): Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, **1:** 394 S.; Paris (Masson).
PHILLIPS, J. (1829): Illustrations of the Geology of Yorkshire. – 184 S., 14 Taf., 9 Profiltaf., 1 geol. Kt.; York.
QUENSTEDT, F. A. (1858): Der Jura. – 842 S., 42 Abb., 100 Taf., 3 Profiltaf.; Tübingen.
RIDEWOOD, W. G. (1903): On the structure of the gills of lamellibranchs. – Royal Soc. London, philos. Trans., B, **194:** 147–284; London.

ROEMER, F. (1870): Geologie von Oberschlesien. – Text und Atlas: 587 S., 50 Taf.; Breslau.
RÖMER, F. A. (1836–1839): Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. – 218 S., 16 Taf., 1836; Nachtrag: 59 S., 5 Taf., 1839; Hannover (Hahn'sche Hofbuchhandlung).
ROULLIER, C. (1846): Explication de la coupe géologique des environs de Moscou. – Bull. Soc. Imp. Naturalistes Moscou, **4:** 359–467, Taf. A–E; Moskau.
ROULLIER, C. & VOSSYNSKI, A. (1847): Études progressives sur la paleontologie des environs de Moscou. – Bull. Soc. Imp. Naturalistes Moscou, **20:** 371–447, Taf. 1–3; Moskau.
SCHAIRER, G. & YAMANI, S. A. (1982): Die Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Allgemeine Übersicht. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **22:** 9–17, 5 Abb.; München.
SCHLOTHEIM, E. F. (1813): Beitrage zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht. – Taschenb. mineral., **7:** 3–134, Taf. 1–4.
SKEAT, E. G. & MADSEN, V. (1898): On Jurassic, Neocomian and Gault boulders found in Denmark. – Danmarks geol. Undersøgelse, II. Ser., **8:** 1–213, 2 Abb., 2 Tab., 8 Taf., 1 Kt.; Kopenhagen.
SOWERBY, J. (1818): The mineral conchiology of Great Britain. – **2:** 251 S., Taf. 103–203; London.
SPATH, L. F. (1936): The Upper Jurassic invertebrate Faunas of Cape Leslie, Milne Land. II. Upper Kimmeridgian and Portlandian. – Meddelelser om Grønland, **99** (3): 177 S., 2 Abb., 50 Taf.; København.
SPEDEN, I. G. (1967): Revision of SYNCYCLONEMA (Upper Cretaceous) and comparison with other small pectinid bivalves and ENTOLIUM. – Postilla, **110:** 36 S., 7 Taf.; New Haven, Conn.
STAESCHE, K. (1925): Die Pectiniden des Schwabischen Jura. – Geol. Palaeont. Abh., N. F., **15** (1): 1–136, 12 Abb., Taf. 1–6; Jena.
TEPPNER, W. VON (1922): Lamellibranchiata tertiaria. „Anisomyaria". – In: DIENER, C. [Hrsg.]: Fossilium Catalogus I: Animalia, **II:** 67–296; Neubrandenburg (Verl. G. Feller).
THURMANN, J. & ETALLON, A. (1863): Lethea Bruntrutana ou Études paleontologiques et stratigraphiques sur le Jura Bernois et en particulier les environs de Porrentruy. – Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., **19:** 147–354, Taf. 14–49; Zürich.
WAAGEN, W. (1867): Über die Zone des Ammonites sowerbyi. – In: BENECKE, E. W. & SCHLÖNBACH, U. & WAAGEN, W.: Geognost.-Paläont. Beitr., **1** (3): 507–713, Taf. 24–34; München (R. Oldenbourg).
WALKER, K. G. (1972): The stratigraphy and bivalve fauna of the Kellaways Beds (Callovian) around South Cave and South Newbald, East Yorkshire. – Proc. Yorks. Geol. Soc., **39:** 107–138, Taf. 7–8; Hull.
WEIR, J. (1929): Jurassic fossils from Jubaland, East Africa, collected by V. G. Glenday, and the Jurassic geology of Somaliland. – Monogr. Geol. Dept. Hunterian Mus. Glasgow Univ., **3:** 63 S., 5 Taf.; Glasgow.
WELLNHOFER, P. (1964): Zur Pelecypodenfauna der Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithon). – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **119:** 142 S., 69 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; München.
WUNSTORF, W. (1904): Die Fauna der Schichten mit Harpoceras dispansum Lyc. vom Gallberg bei Salzgitter. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **4** (3): 488–525, Taf. 17–20; Berlin.
YAMANI, S. A. (1975): Bivalven-Fauna der Korallenkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Unteres Tithonium, Bayern. – Palaeontographica, A, **149:** 31–118, 43 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
YAMANI, S. A. (1982): Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Sudliche Frankenalb). Pteriomorphia I. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **22:** 19–34, 5 Abb., Taf. 1; München.
YOUNG, G. & BIRD, J. (1822): A geological survey of the Yorkshire coast. – 332 S., 17 Taf., 3 Kt.; Whitby (Clark).
ZIETEN, C. H. VON (1830): Die Versteinerungen Württembergs. – **8–12:** 57–102, Taf. 43–72; Stuttgart (Verl. u. lithogr. Expedit. Werkes Unsere Zeit).

Tafelerklärungen

Tafel 1

Fig. 1–5: *Cingentolium (C.) cingulatum* (GOLDFUSS).
1: linke Klappe. 1980 XXX 53. × 2,8.
2: rechte Klappe. 1980 XXX 54. × 2,6.
3: linke Klappe. 1980 XXX 56. × 2,7.
4: linke Klappe (innen). 1980 XXX 65. × 2,7.
5: linke Klappe. 1980 XXX 66. × 2,8.
Fig. 6–7: *Entolium (?E.) cornutum* (QUENSTEDT).
6: linke Klappe. 1980 XXX 99. × 2,8.
7: rechte Klappe. 1980 XXX 100. × 2,8.

Tafel 2

Fig. 1–4: *Camptonectes (C.) auritus* (SCHLOTHEIM).
1: rechte Klappe. 1980 XXX 120. × 2,2.
2: rechte Klappe. 1980 XXX 122. × 2,3.
3: linke Klappe. 1980 XXX 131. × 2,2.
4: linke Klappe. 1980 XXX 132. × 2,3.
Fig. 5–10: *Camptonectes (C.) rigidus* (SOWERBY).
5: rechte Klappe. 1980 XXX 155. × 2,3.
6: rechte Klappe. 1980 XXX 152. × 2,2.
7: linke Klappe. 1980 XXX 156. × 2,2.
8: zeigt die Ornamentierung (Fig. 7).
9: linke Klappe. 1980 XXX 160. × 2,5.
10: zeigt die Ornamentierung des Vorderohres (Fig. 9).

Tafel 3

Fig. 1–3: *Cingentolium (Colpentolium) clipeus* nov. subgen., nov. sp.
1: rechte Klappe. 1980 XXX 101. × 1,9.
2: linke Klappe. 1980 XXX 103. × 1,8.
3: linke Klappe. 1980 XXX 102. × 2,5.
Fig 4–6: *Camptonectes (C.)* sp. I.
4: rechte Klappe. 1980 XXX 190. × 2,2.
5: linke Klappe. 1980 XXX 192. × 2,3.
6: zeigt die Ornamentierung des Vorderohres (Fig. 5).
Fig. 7–8: *Camptonectes (C.)* sp. II.
7: rechte Klappe. 1980 XXX 212. × 2,2.
8: linke Klappe. 1980 XXX 214. × 2,3.

YAMANI, S.-A.: Biburg – Pteriomorphia II. Tafel 1

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

YAMANI, S.-A.: Biburg – Pteriomorphia II.

Tafel 3

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	23	35–49	München, 30. 12. 1983

Die Cephalopodenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb): *Taramelliceras*

Von Gerhard Schairer*)

Mit 4 Abbildungen und 1 Tafel

Kurzfassung

Es werden vier Arten bzw. Unterarten von *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) aus dem Bereich eines kleinen Schwammstotzens im Oberoxford (Weißer Jura Beta, *planula*-Zone) von Biburg bei Weißenburg/Bayern beschrieben. Zahlreiches Material ermöglichte es bei drei Arten (*T. litocerum, wenzeli, kobyi quenstedti*) deren skulpturelle Variation darzustellen.

Abstract

From the environment of a small „sponge-algal patch-reef" from the Upper Oxfordian (Weißer Jura Beta, *planula* zone) of Biburg (Weißenburg/Bayern, southwestern Frankenalb, Bavaria) 4 species/subspecies of *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) are redescribed. Numerous specimens of *T. litocerum, wenzeli,* and *kobyi quenstedti* enable to show the variability of ornamentation.

Einleitung

Die Gattung *Taramelliceras* (Campana 1904, 251) ist neben *Glochiceras* und *Idoceras* die Gruppe der Ammonitina, die in den Schwammkalken von Biburg mit am häufigsten vorkommt. Die hier beschriebenen Arten/Unterarten werden der Untergattung *Metahaploceras* Spath zugeordnet (vgl. Hölder 1955, 70), wobei *Taramelliceras wenzeli* (Oppel) von Spath (1925, 113) neben *Taramelliceras strombecki* (Oppel) als typisch für *Metahaploceras* angeführt wird. Das Material von Biburg brachte zur Stellung der beschriebenen Arten/Unterarten in der Untergattung *Metahaploceras* keine neuen Erkenntnisse.

Die Erhaltung des Materials ist nicht besonders gut, so daß ein Teil artlich nur mit Vorbehalt oder nicht zugeordnet werden konnte. Schwierigkeiten bereitet auch die Bestimmung von Innenwindungen, da typische Merkmale z. T. bei geringem Durchmesser noch nicht ausgebildet sind bzw. durch die Erhaltung verwischt wurden. Ebenso ist die Abgrenzung gegen Innenwindungen von *Glochiceras* schwierig oder unmöglich. Die Zuordnung von Wohnkammerbruchstücken größerer Exemplare von *Taramelliceras litocerum, wenzeli* und *pseudowenzeli* ist nicht immer möglich, da die Skulptur sehr ähnlich ausgebildet sein kann.

*) Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie, Richard Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Die Numerierung der Bänke ist SCHAIRER & YAMANI (1982, Abb. 5) entnommen. Das Material von Biburg wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter der Inventarnummer 1980 XXX aufbewahrt. Auch das angeführte Vergleichsmaterial wird, soweit es sich nicht um Originale aus anderen Museen handelt, in der Bayerischen Staatssammlung aufbewahrt.

Die Untersuchungen an den Schwammkalken von Biburg wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Für die Zusendung von Originalmaterial und Abgüssen von Originalen und für Hinweise danke ich den Herren Dr. R. GYGI, R. PANCHAUD, Naturhist. Mus. Basel; Dr. M. RAMALHO, Serv. Geol. Portugal, Lissabon; Prof. Dr. R. ENAY, A. PRIEUR, Univ. Claude Bernard, Dép. Sci. Terre, Lyon-Villeurbanne; Dr. G. DIETL, Staatl. Mus. Naturkde. Stuttgart; J. BRAUN, Dr. A. LIEBAU, W. RIEGRAF, Prof. Dr. J. WENDT, Inst. Mus. Geol. Paläont. Univ. Tübingen; Dr. J. G. BURSCH, Geol. Inst. ETH Zürich; Prof. Dr. H. RIEBER, Paläont. Inst. Mus. Univ. Zürich. Fotos: F. HÖCK, München.

Abkürzungen

Dm	Durchmesser in mm
Nw, Nw%	Nabelweite in mm, Nw in % des Dm
Wh, Wh%	Windungshöhe in mm, Wh in % des Dm
SR	Zahl der Lateralrippen auf ½ Umgang
UR	Zahl der Umbilikalrippen auf ½ Umgang

Beschreibung der Arten

Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum (OPPEL)
Taf. 1, Fig. 1–9; Abb. 1

* 1863 *Ammonites litocerus* Opp. – OPPEL: 206, Taf. 53, Fig. 8.
* 1887/1888 *Ammonites flexuosus falcatus* – QUENSTEDT: 915, Taf. 99, Fig. 10, 12.
* 1887/1888 *Ammonites flexuosus* – QUENSTEDT: 916, Taf. 99, Fig. 15.
* 1929 *Oppelia litocera* Oppel – WEGELE: 22 (116), Taf. 27 (3), Fig. 4–5 (das Original zu Fig. 5 ist in München nicht auffindbar).
1955 *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL) – HÖLDER: 122, Abb. 10, 178.
* 1966 *Taramelliceras (Metahaploceras?) wenzeli* (OPPEL) – KARVÉ CORVINUS: Taf. 26, Fig. 4.
* 1972 *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL) – SCHAIRER: 37, Taf. 2, Fig. 2; Abb. 2a, 3a–i, 9d.
* 1974 *Taramelliceras (Metahaploceras) exopleurum* n. sp. – NITZOPOULOS: 60, Taf. 9, Fig. 7–8.
1978 *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (Opp.) – WIERZBOWSKI: 318, Taf. 2, Fig. 5–7.
? 1978 *Taramelliceras (Metahaploceras)* cf. *ausfeldi* (Würt.) sensu Wegele (1929) – WIERZBOWSKI: 318, Taf. 2, Fig. 8.
?? 1979 *Metahaploceras litocerum* (Oppel, 1863) – SAPUNOV: 57, Taf. 12, Fig. 4.
v 1983 *Taramelliceras* aff. *litocerum* (Oppel) – MEYER & SCHMIDT-KALER: 103, Abb. 21.6, 4.

Material. 254 Stücke aus:

Bank-Nr.	7	6	5	4	3	2	1	lose
Anzahl	27	68	45	34	17	1	3	59

Tabelle 1: *T. (M.) litocerum*. Merkmalswerte abgebildeter Exemplare.

	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	UR
1980 XXX 300	31	5	16	17	55	13
1980 XXX 301	33	5	15	18	55	12
1980 XXX 302	31	5,5	18	16	52	11
1980 XXX 304	32	6	19	16	50	18
1980 XXX 305	32	6	19	17	53	11

	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	UR
1980 XXX 306	31	5	16	16	52	11
1980 XXX 307	23	4	17	12	52	ca. 7
1980 XXX 308	25	4	16	13	52	ca. 17
1980 XXX 310	36	5	14	19	53	11
1980 XXX 311	35	6	17	18	52	13
1980 XXX 312	37	5	14	20	54	9
1980 XXX 314	27	4,5	17	15	55	7
1980 XXX 315	29	4	14	15	52	
1980 XXX 317	29	5	17	15	52	
1980 XXX 318	32	5	16	17	53	11
1980 XXX 319	32	5	16	17	53	12
1980 XXX 320	31	5	16	17	55	10
1980 XXX 321	35	6	17	19	54	
1980 XXX 325	27	5	18	14	52	ca. 13
1980 XXX 326	15	2,5	17	8	53	
1980 XXX 327	23	4	17	12	52	9
1980 XXX 328	18	3	17	10	55	ca. 6
1980 XXX 329	35	5	14	19	54	15

Beschreibung. Kleinwüchsige Art, deren großten Exemplare einen Dm von ca. 45 mm erreichen. Die Wohnkammerlänge beträgt etwas mehr als $^1/_2$ Umfang. Etwa 63% der Stücke besitzt Wohnkammer oder Reste davon, 13% sind Phragmokone. Die Nw liegt durchschnittlich bei 15–16% (Schwankungsbreite 14–19%), nimmt bei geringerem Dm aber etwas zu. Die Nabelwand ist steil bis leicht gegen die Externseite hin einfallend, der Nabelrand zeigt eine gerundete Kante. Der Windungsquerschnitt ist auf inneren Windungen gerundet hochrechteckig mit flachen Flanken, die größte Windungsbreite liegt in der Nabelregion. Bei größerem Dm ist der Windungsquerschnitt hochoval mit leicht konvexen Flanken, die größte Windungsbreite liegt zwischen Flankenmitte und Nabelrand. Die Externseite ist hochgewölbt, wird gegen die Endmündung zu aber flacher. Der Endmundsaum ist am Nabel etwas, auf Flankenmitte und extern deutlich vorgezogen (1980 XXX 330, 331). Der Mundsaum kann leicht aufgebogen sein und von einer Vertiefung begleitet werden (1980 XXX 321; Taf. 1, Fig. 1).

Die Skulptur ist variabel (Abb. 1), sowohl in Dichte als auch in der Ausbildung einzelner Elemente (Stärke und Verlauf der Umbilikal-, Lateral-, Marginal- und Externberippung; vgl. a. Schairer 1972, 39). Auf der Externseite häufiger, auf den Flanken selten, lassen sich Rippen-parallele Eintiefungen hinter den Rippen erkennen. Insgesamt ist die Skulptur strähnig-sichelförmig, was sich auch bei besser erhaltenen Exemplaren grober berippter Varianten beobachten läßt. Die inneren Windungen erscheinen oft grober berippt als das äußere Viertel der Wohnkammer. Marginal können auf der Endwohnkammer einzelne Rippchen verstärkt sein (1980 XXX 303, 323, 325), was bis zu einer deutlichen Beknotung führen kann (1980 XXX 320, 329; Taf. 1, Fig. 9). Eine schwache marginale Beknotung läßt sich auch beim Holotypus erkennen, bei dem die Skulptur allerdings durch die Erhaltung etwas verwischt ist. In der Ausbildung der übrigen Skulptur passen die beknoteten Formen gut in die angeführte Variation.

Differentialdiagnose. Einzelne Varianten von *T. litocerum* zeigen morphologische Ähnlichkeit mit *T. wenzeli* (Oppel). Sie sind aber durchschnittlich enger genabelt und weisen meist eine strähnige Skulptur auf. *T. wenzeli* ist im allgemeinen auf den inneren und äußeren Windungen kräftiger und weniger dicht berippt.

T. semiplanum (Oppel 1863, 209, Taf. 55, Fig. 4) unterscheidet sich durch den engeren Nabel und soll „auf den äußeren Umgängen mit einer feinen, etwas zackigen Mediankante versehen" sein, „welche jedoch nur bei den mit der Schale erhaltenen Exemplaren sichtbar hervor-

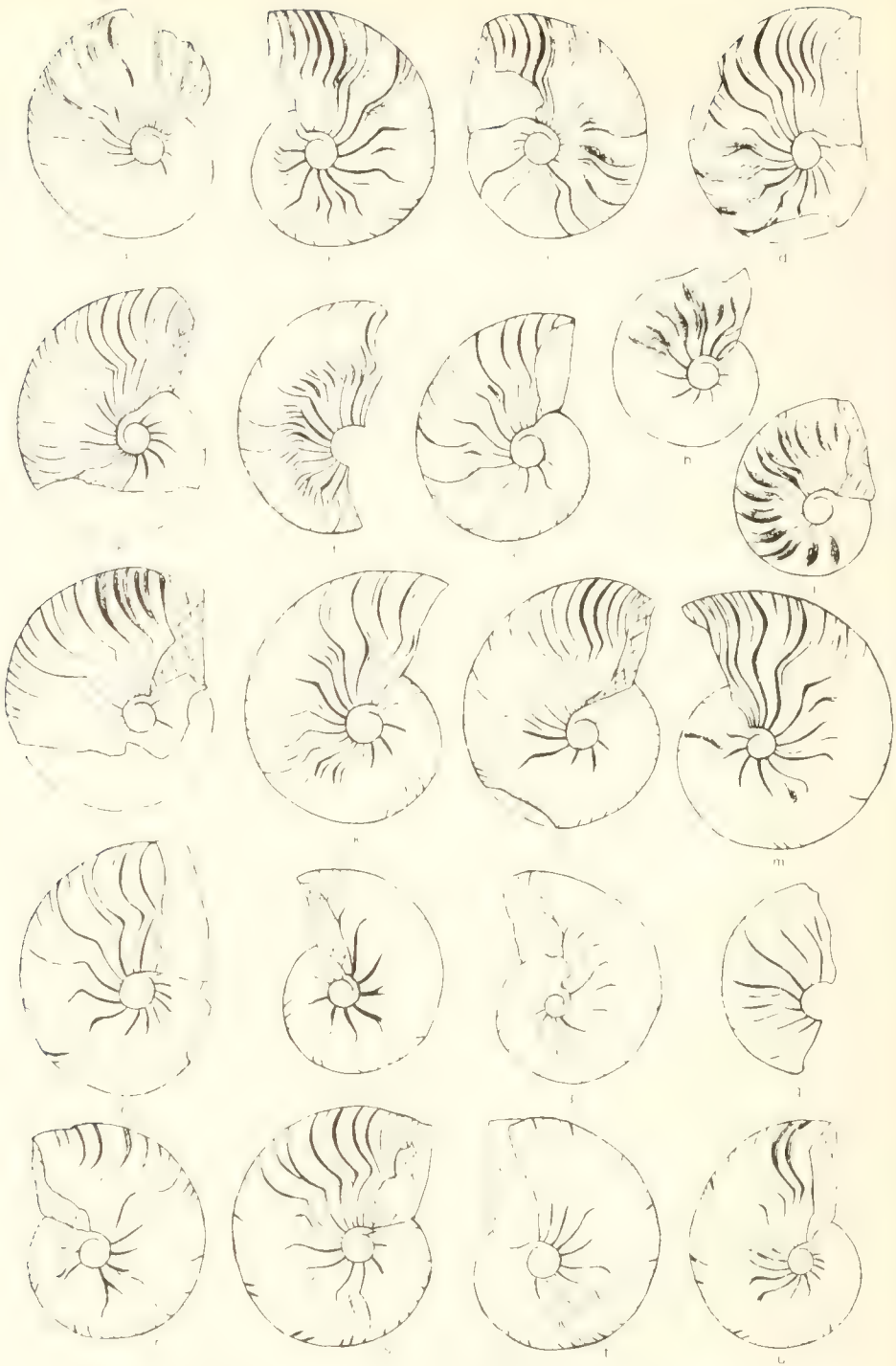


Abb. 1: *T. (M.) litocerum*. Skulpturvarianten. a: Bank 6, 1980 XXX 300; b: Bank 5, 1980 XXX 301; c: Bank 5, 1980 XXX 302; d: Bank 6, 1980 XXX 303; e: Bank 2, 1980 XXX 304; f: Bank 6, 1980 XXX 305; g: Bank 5, 1980 XXX 306; h: Bank 6, 1980 XXX 307; i: Bank 6, 1980 XXX 308; j: lose, 1980 XXX 309; k: Bank 6, 1980 XXX 310; l: Bank 3, 1980 XXX 311; m: Bank 5, 1980 XXX 312; n: Bank 5, 1980 XXX 313; o: lose, 1980 XXX 314; p: lose, 1980 XXX 315; q: lose, 1980 XXX 316; r: Bank 4, 1980 XXX 317; s: Bank 3, 1980 XXX 318; t: lose, 1980 XXX 319; u: Bank 7, 1980 XXX 320. (× 1).

tritt". *T. lochense* (Oppel) besitzt eine mediane Knotenreihe, die allerdings auf dem vorderen Teil der Wohnkammer verschwindet.

T. ausfeldi (Würtenberger) sensu Wegele (1929) zeigt gewisse Ähnlichkeit mit beknoteten Formen von *T. litocerum*. Die Beknotung auf dem letzten $^1/_2$ Umgang ist jedoch wesentlich kräftiger, auch ist die Berippung nicht typisch *litocerum*-artig. Die Skulptur weist eher Ähnlichkeiten mit *T. pseudowenzeli* (Wegele) auf.

T. subnereus (Wegele) ist durchschnittlich weiter genabelt, großwüchsiger, weist eine regelmäßige marginale Beknotung – auch der inneren Windungen – auf, und die Berippung zeigt eine deutlichere Differenzierung der Rippeneinheiten.

Mit *T. acallopistum* (Fontannes) und *T. a. undulatum* Berckhemer & Hölder scheinen Verwechslungen möglich. *T. subsidens* (Fontannes) besitzt einen deutlich weiteren Nabel. Ebenso ist *T. falcula* (Quenstedt) weiter genabelt.

Bemerkungen. *T. exopleurum* Nitzopoulos wird als Skulpturvariante von *T. litocerum* angesehen. Sie besitzt kräftig ausgebildete Lateral-Marginal-Rippen, die z. T. eine feine rippenparallele Streifung zeigen. Vergleichbare Formen sind auch unter dem Biburger Material vertreten, doch reicht bei diesen die Berippung nicht so deutlich bis an die Externseite heran (Taf. 1, Fig. 3; Abb. 1i). Sie lassen sich über Formen mit „Rippenfahnen" (Abb. 1c, h) an „normale" *litocerum*-Formen (Abb. 1a) anhangen. Hier anzuschließen ist *T. (M.?) wenzeli* (Oppel) in Karve Corvinus (1966, Taf. 26, Fig. 4), das in der Skulptur *T. exopleurum* sehr ähnlich ist. Seine Berippung ist z. T. strähnig, die kräftigeren Rippen weisen eine feine Rippen-parallele Streifung auf.

Aufgrund der strähnigen Skulptur und der Nw sind die beiden Exemplare von *Ammonites flexuosus falcatus* in Quenstedt (1887/1888, Taf. 99, Fig. 10, 12) hierherzustellen. Bei *T. (M.)* cf. *ausfeldi* (Würt.) sensu Wegele (1929) in Wierzbowski (1978, Taf. 2, Fig. 8) kann es sich um eine beknotete Variante von *T. litocerum* handeln.

In der Variation von *T. litocerum*, die Schairer (1972, 37, Abb. 3) beschreibt, überwiegen feinskulpturierte Formen. Auffallend sind auch Exemplare mit einer feinen, aber deutlichen Lateral-Marginal-Berippung. Ähnliche Stücke, aber auch solche mit kräftigerer Berippung finden sich ebenfalls im Biburger Material (Abb. 1e, j; Taf. 1, Fig. 2). Exemplare mit eindeutigen marginalen Knoten wurden nicht beschrieben. Möglicherweise handelt es sich bei dem Stück Abb. 3k, *T. subnereus*, Jugendform, um diese Variante.

Material aus *bimammatum*- und *planula*-Zone, das in der Bayerischen Staatssammlung unter verschiedenen Artnamen aufbewahrt wird und allem Anschein nach zu *T. litocerum* zu stellen ist, zeigt eine ähnliche Skulpturvariation wie das Material von Biburg.

Stratigraphisches Vorkommen. Oberoxford (*bimammatum*-Zone, Ober-Alpha) bis Unterkimmeridge (vgl. Schairer 1972, 37).

Taramelliceras (Metahaploceras) wenzeli (Oppel)
Taf. 1, Fig. 12–15; Abb. 2

*v 1863 *Ammonites wenzeli* Opp. – Oppel: 206, Taf. 53, Fig. 9.
v 1887/1888 *Ammonites flexuosus crassatus* – Quenstedt: 915, Taf. 99, Fig. 8.
? 1887/1888 *Ammonites flexuosus crassatus* – Quenstedt: 914, Taf. 99, Fig. 7 (Original ist in Tübingen nicht auffindbar).
v 1940 *Oppelia wenzeli* Opp. – Dieterich: 30, Taf. 1, Fig. 4–8 (Original zu Fig. 4 ist in Tübingen nicht auffindbar).
1955 *Taramelliceras wenzeli* (Oppel) – Hölder: 123.
1972 *Taramelliceras wenzeli* (Oppel) – Malinowska: Taf. 12, Fig. 4.
v 1974 *Taramelliceras (M.) wenzeli* (Oppel) – Nitzopoulos: Taf. 9, Fig. 9.
1978 *Taramelliceras (Metahaploceras) wenzeli* (Opp.) – Wierzbowski: 318, Taf. 2, Fig. 10–11.

1980 *Taramelliceras wenzeli* (Oppel, 1863) – Malinowskiej: 450, Taf. 137, Fig. 10.

non v 1929 *Oppelia wenzeli* Oppel – Wegele: 21 (115), Taf. 27 (3), Fig. 2–3 (Original zu Fig. 3 in München nicht auffindbar).

non v 1966 *Taramelliceras (Metahaploceras?) wenzeli* (Oppel) – Karvé Corvinus: Taf. 26, Fig. 4.

Material. 59 Stücke aus:

Bank-Nr.	7	6	5	4	3	2	1	lose
Anzahl	4	14	16	11	5	1	–	8

Tabelle 2: *T. (M.) wenzeli.* Merkmalswerte abgebildeter Exemplare, des Holotypus, der Originale zu Dieterich (1940, Taf. 1, Fig. 5, 7, 8) und zu Quenstedt (1887/1888, Taf. 99, Fig. 8).

	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	UR	SR
Holotypus	29	5	17	15	52	9	14
Quenstedt, 8	34	6	18	18	53	9	17
Dieterich, 5	29	5	17	15	52	10	10
Dieterich, 7	28	5,5	20	14	50	15	18
Dieterich, 8	28	5	18	14	50	9	22
1980 XXX 333	32	6	19	17	53	8	20
1980 XXX 335	35	6	17	19	54	8	
1980 XXX 337	26	5	19	12	46	9	
1980 XXX 339	28	5	18	15	53	7	15
1980 XXX 341	17	3	18	8	47	5	18
1980 XXX 343	21	4	19	11	52	9	
1980 XXX 346	25	5	20	13	52	8	
1980 XXX 347	28	5	18	15	53	13	
1980 XXX 348	17	3	18	9	53	8	16
1980 XXX 349	14	3	21	7	50	7	

Beschreibung. Kleinwüchsige Art, deren größte Exemplare einen Dm um 40 mm erreichen. Die Durchschnittsgröße dürfte zwischen 30–35 mm liegen. Die Wohnkammerlänge nimmt etwa $^1/_4$ eines Umgangs ein. Unter dem Material von Biburg besitzen 95% Wohnkammerreste (min. Dm 14 mm), der Rest sind Phragmokone (max. Dm 23 mm). Nw um 18%. Die Nabelwand ist auf inneren Windungen abgeflacht, weiter vorn steht sie steil und fällt dann gegen die Externseite hin ein. Der Übergang Nabelwand–Flanke ist gut gerundet. Der Windungsquerschnitt ist zunächst hochoval und wird bei größeren Exemplaren breiter. Die Externseite ist auf inneren Windungen leicht gewölbt und verflacht bei größeren Stücken gegen die Mündung.

Die Skulptur ist im allgemeinen kräftig ausgebildet und geschwungen. Sie besteht aus sichelförmigen Rippen, die sich auf Flankenmitte gabeln können und oder zwischen denen sich Schaltrippen befinden können, ebenso marginale Rippchen. Markant ausgebildet sind meist nur die sichelförmigen Rippen und ein Teil der Gabel- bzw. Schaltrippen. Die Berippung kann in der Nähe des Endmundsaumes dichter und feiner werden. Die Rippen können abgeschwächt und nach vorne gebogen über die Externseite hinwegziehen. Sie sind z. T. durch dahinter gelegene Eintiefungen verstärkt. Knoten sind normalerweise nicht entwickelt. Einzelne Rippen können aber marginal verstärkt oder lateral abgeschwächt sein, so daß der Eindruck einer Beknotung entsteht (Taf. 1, Fig. 13). Insgesamt weist die Skulptur in Stärke, Dichte, Ausprägung einzelner Rippenelemente (Stiel, Umbiegestelle, Sichel auf der äußeren Flankenhälfte) eine deutliche Variabilität auf (Abb. 2). In der Rippendichte scheinen die Formen am häufigsten zu sein, die durch den Holotypus und das Exemplar von Dieterich (1940, Taf. 1, Fig. 5) repräsentiert werden.

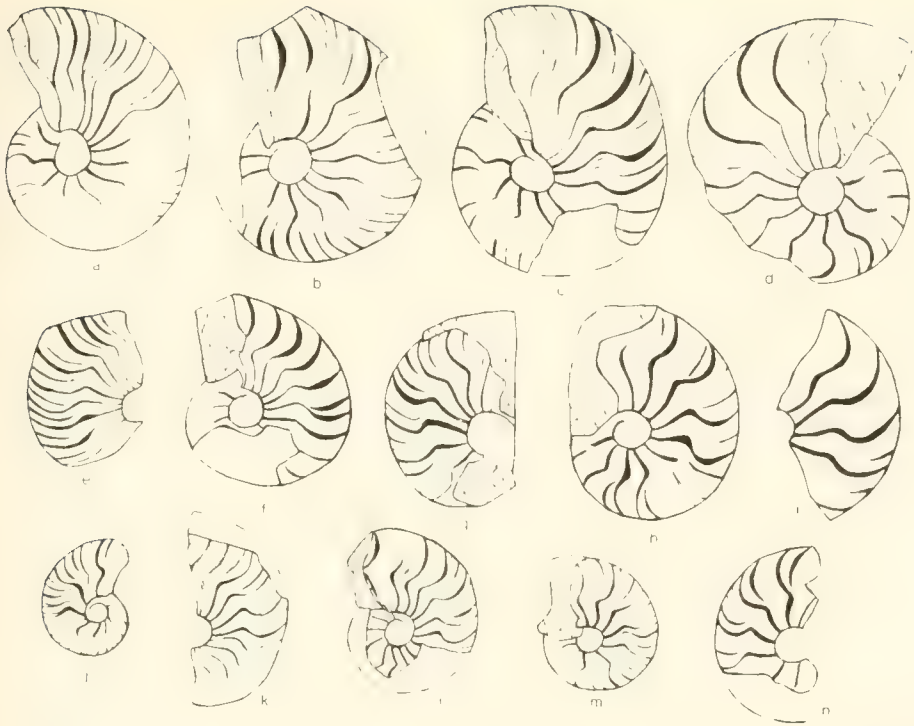


Abb. 2: *T. (M.) wenzeli*. Skulpturvarianten bei verschiedenen Dm. a: Bank 3, 1980 XXX 332; b: Bank 5, 1980 XXX 333; c: lose, 1980 XXX 334; d: Bank 5, 1980 XXX 335; e: Bank 6, 1980 XXX 336; f: Bank 4, 1980 XXX 337; g: Bank 5, 1980 XXX 338; h: Bank 5, 1980 XXX 339; i: Bank 6, 1980 XXX 340; j: Bank 5, 1980 XXX 341; k: Bank 7, 1980 XXX 342; l: Bank 5, 1980 XXX 343; m: Bank 5, 1980 XXX 344; n: Bank 6, 1980 XXX 345. (× 1).

Differentialdiagnose. *T. wenzeli* ist durch seine meist kräftige Skulptur gekennzeichnet. Es gibt jedoch Varianten, die durch Abschwächung der Skulptur Tendenzen zu *T. litocerum* zeigen (Taf. 1, Fig. 12). Von *T. litocerum* unterscheidet sich *T. wenzeli* durch die etwas größere Nw. *T. pseudowenzeli* (Wegele) besitzt eindeutige und zahlreiche Marginalknoten, seine Innenwindungen weisen Rippeneinheiten mit häufigen Sekundärrippen auf. *T. falcula* (Quenstedt) ist zarter berippt und weiter genabelt.

Bemerkungen. Das Original zu Oppel (1863, 206, Taf. 53, Fig. 9) befand sich nach Angabe in der Tafelerläuterung in der Sammlung von W. Waagen, München. Über den Verbleib der Sammlung ist bisher nichts bekannt. In der Bayerischen Staatssammlung, München, befinden sich zwei Abgüsse des Originals, einer aus Gips, der andere aus einer schwefelhaltigen Masse. Dazu zwei Etiketten, das eine von Oppel geschrieben mit einer Korrektur von Schlosser, das andere von Wegele. Der schwefelhaltige Abguß (AS I 880) wurde von Wegele (1929, Taf. 27[3], Fig. 1) abgebildet und zwar seitenverkehrt, wohl um einen Vergleich mit der Oppel'schen Abbildung zu erleichtern. Der selbe Abguß wurde dann nochmals von Dieterich (1940, Taf. 1, Fig. 6) abgebildet, jedoch die andere Seite.

Das von Wegele (1929, Taf. 27[3], Fig. 2) abgebildete Stück dürfte nicht zu *T. wenzeli* gehören. Es erscheint enger genabelt als der Holotyp und die Originale zu Dieterich (1940). Zudem sind in der Bayerischen Staatssammlung Stücke aus der *bimammatum*-Zone aufbewahrt,

aus der das Wegele'sche Original stammt, die eine vergleichbare Skulptur aufweisen, aber median eine Knotenreihe tragen (1948 I 29, 30; 1950 I 93, 94; 1961 IX 473, 474, 541). Da das Wegele'sche Original verdrückt ist und z. T. noch im Gestein steckt, ist die externe Beknotung hier nicht sicher nachzuweisen.

Zu *T. (M.?) wenzeli* (Oppel) in Karvé Corvinus (1966) s. S. 39.

Stratigraphisches Vorkommen. Oppel (1863, 206) gibt als stratigraphisches Vorkommen an: „Vermuthlich aus der Zone des *Amm. tenuilobatus*". Würtenberger (1866, 56) führen die Art aus ihren Hornbuck-, Küssaburg- und Wangenthal-Schichten an. Sie sei ... „im Klettgau für die Zone des *Amm. bimammatus* eine wichtige Leitmuschel". Sie vermuten, daß das Oppel'sche Original ... „ebenfalls aus der Zone des *A. bimammatus* stammt". Wepfer (1913, 20, 21) gibt als Vorkommen *bimammatum*-Zone an.

Wegele (1929, 21[115]) führt an, „daß die Form auf die Zone des *Peltoceras bimammatum* beschränkt ist". Die Art soll nicht in „den Schichten mit *Idoceras planula*" vorkommen, sondern es tritt hier das in manchem skulpturell ähnliche *T. pseudowenzeli* (Wegele) auf (Wegele 1929, 23 [117]; vgl. dazu die vorstehenden Ausführungen zu Wegeles Original).

Dieterich (1932, 245) scheidet eine eigene „Zone der *Oppelia wenzeli* Opp." im Weißjura Ober-Beta aus. *T. wenzeli* kommt dort u. a. zusammen mit *T. sublitocerum* (Wegele), *Idoceras planula* (Hehl) und *Sutneria galar* (Oppel) vor (dazu seine Tab. S. 248). In Weißjura Unter-Beta und Ober-Alpha konnte Dieterich kein *T. wenzeli* finden. Dieterich (1940, 30, Taf. 1, Fig. 4–8) gibt eine Übersicht über die Variabilität von *T. wenzeli* und gibt als stratigraphisches Vorkommen Weißjura Ober-Beta an (vgl. a. Ziegler 1977, Abb. 16).

Nach Schmidt-Kaler (1962, 10) kommt *T. wenzeli* im Weißjura Ober-Alpha und Unter-Beta vor. Er vermutet einen Unterschied in der stratigraphischen Verbreitung zwischen Württemberg und Franken. Nitzopoulos (1974, 60, 106) gibt Funde aus dem Niveau des *Epipeltoceras bimammatum* bis zum Niveau der *Sutneria galar* an. Die bisherigen Untersuchungen am Material von Biburg legen die Annahme nahe, daß im Steinbruch von Biburg Schichten der mittleren *planula*-Zone erschlossen waren.

Vergleicht man die bisherigen Angaben zum Vorkommen von *T. wenzeli*, so ergibt sich eine stratigraphische Verbreitung von der *bimammatum*-Zone bis zur *galar*-Zone (vgl. Schmidt-Kaler & Zeiss 1973, 158). Nach Engel (1908) soll die Art sogar noch im Weißjura Gamma vorkommen (397, 412). Diese Angabe konnte auf einer Fehlbestimmung beruhen. Ebenso ist nun zu überprüfen, ob die Angaben aus der *bimammatum*-Zone immer zutreffen, oder ob es sich nicht um die extern beknotete, *wenzeli*-artig berippte Form handelt.

Taramelliceras (Metahaploceras) pseudowenzeli (Wegele)
Taf. 1, Fig. 10

*v 1929 *Oppelia pseudo-Wenzeli* n. sp. – Wegele: 23 (117), Taf. 27(3), Fig. 7, 8.

Material. Ein Windungsbruchstück (1980 XXX 350) aus Bank 6.

Beschreibung. Das Windungsbruchstück ist mit einer Seite im Gestein eingebettet und leicht verdrückt. Es ist zur Hälfte gekammert. Der Phragmokon besitzt mäßig kräftige, leicht konkave, prorsiradiate Umbilikalrippen, die etwa auf Flankenmitte nach rückwärts biegen. Marginal sind feine, konkave, prorsiradiate, etwas ungleich starke Rippchen vorhanden, die über die Externseite hinwegziehen. Ein Rippenspaltpunkt ist nicht zu erkennen. Die Umbilikalrippen auf dem Wohnkammerteil sind etwas schwächer als auf dem Phragmokon, werden gegen die Mündung zu aber wieder stärker. Etwas nabelwärts der Flankenmitte biegen die deutlich prorsiradiaten, konkaven Rippen nach rückwärts, werden stumpfer und breiter und ziehen im externen Flankendrittel nach vorn. Marginal sind mäßig feine Rippchen vorhanden, von denen jedes 4. oder 5. knotenartig verstärkt ist. Einzelne Marginalrippen ziehen bis über die Flanken-

mitte gegen den Nabel. Im vorderen Teil des Wohnkammerrestes verringert sich die Zahl der Marginalrippen. Einzelne bilden regelmäßige Marginalknoten, die dazwischen liegenden verblassen. Die Ausbildung der Externseite ist nicht zu erkennen.

Ebenfalls zu *T. pseudowenzeli* dürfte ein etwas unvollständig und skulpturell schlecht erhaltenes Exemplar (1980 XXX 351, Bank 6) gehören, bei dem noch Reste des Mundsaumes erhalten sind. Die Skulptur auf der Wohnkammer ist bis auf marginale Knoten und Reste der Umbilikalrippen erhaltungsbedingt verwischt. Am Ende der Wohnkammer sind prorsiradiate, flache, breite, konkave Umbilikalrippen zu erkennen, die auf Flankenmitte zurückbiegen und in konkave Lateralrippen übergehen. Auf den Umbilikalrippen und dazwischen sind Rippen-parallele, feine Streifen zu beobachten. Auf dem Ende des Phragmokons sind prorsiradiate, leicht konkave, flache Umbilikalrippen vorhanden, die auf Flankenmitte zurückbiegen und in konkave, an der Externseite vorgezogene Rippen übergehen. Dazwischen sind marginal feine Rippen zu erkennen, die unterschiedlich kräftig ausgebildet sind.

Bemerkungen und Differentialdiagnose. Das Exemplar 1980 XXX 350 stimmt recht gut in der Berippung mit dem Original zu Wegele (1929, Taf. 27[3], Fig. 8) überein. Bei diesem verringert sich im vorderen Teil die Zahl der Marginalrippen, auch sind regelmäßige marginale Verdickungen vorhanden. Mit dem Original zu Wegele (1929, Taf. 27[3], Fig. 7) hat das Biburger Stück die feinen UR, die verblassenden Marginalrippen und die Marginalknötchen gemeinsam.

Wegele (1929) bildet zu seiner neuen Art *T. pseudowenzeli* 2 Exemplare ab, deren Zugehörigkeit zu einer Art nicht unumstritten ist. Vergleicht man beide Originale, so kann man feststellen, daß das kleinere (Fig. 8) etwa dort aufhört, wo das größere (Fig. 7) beginnt; ein kleiner Teil überlappt sich. Skulpturell schließt sich das größere Stück nahtlos an das kleinere an. Das Biburger Stück nun liegt skulpturell im Übergangsbereich der beiden Wegele'schen Originale.

T. ausfeldi (Wurtenberger) in Wegele (1929, Taf. 27[3], Fig. 9) zeigt im Gesamthabitus Ähnlichkeit mit *T. pseudowenzeli*. Die Berippung der inneren Windungen erscheint wie eine feine *pseudowenzeli-Skulptur* mit einzelnen verstärkten Marginalrippen. Auf dem äußeren Windungsteil sind zwischen deutlichen Marginalknoten blasse Marginalrippen zu erkennen. Die Marginalknoten sitzen nicht wie bei den Originalen zu *T. pseudowenzeli* auf der Fortsetzung der Umbilikalrippen, sondern sind mehr oder weniger deutlich dagegen versetzt.

Eine weitere Art von *Taramelliceras*, die gewisse Ähnlichkeit mit *T. pseudowenzeli* aufweist, ist *T. sublitocerum* (Wegele) (1929, 22[116], Taf. 27[3], Fig. 6). *T. sublitocerum* ist auf dem vorderen Windungsteil feiner berippt, ebenso sind die Marginalrippen feiner als bei *T. pseudowenzeli* (Fig. 8). Auch geben die Umbilikalrippen mit ihrer Verdickung auf Flankenmitte und dem anschließenden Verblassen gegen die Externseite ein charakteristisches Bild. Nun scheinen die Rippenverdickungen im vorderen Teil zu verschwinden. Auch ist zu beobachten, daß im vorderen Teil die Zahl der Marginalrippen abnimmt und ein Teil verblaßt. Dazu kommt, daß auf der vorderen Windungshälfte einzelne Marginalrippen knotenartig verstärkt sind.

Vergleicht man die Originale von *T. pseudowenzeli, sublitocerum* und *ausfeldi* in Wegele, so ist nicht zu übersehen, daß trotz gewisser Unterschiede auffallende Gemeinsamkeiten vorhanden sind. Anhand des vorliegenden Materials sind allerdings keine weiterreichenden Schlüsse möglich (z. B. die Zugehörigkeit dieser Formen zu einer Art).

T. wenzeli unterscheidet sich durch die markante und weniger differenzierte Berippung (geringere Anzahl von Marginalrippen auf inneren Windungen) und das Fehlen von Marginalknoten. *T. tenuinodosum* (Wegele) zeigt eine stärker gegliederte Skulptur und externe Beknotung. *T. kobyi quenstedti* Hölder behält auch bei größerem Dm kräftige Marginalrippen und weist in bestimmten Entwicklungsabschnitten eine externe Beknotung auf.

Stratigraphisches Vorkommmen. Oberes Oxford (Weißjura Beta).

Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti HÖLDER
Taf. 1, Fig. 11, Abb. 3, 4

v 1887/1888 *Ammonites flexuosus crassatus* – QUENSTEDT: 914, Taf. 99, Fig. 5.
v 1887/1888 *Ammonites flexuosus falcatus* – QUENSTEDT: 915, Taf. 99, Fig. 11.
v 1955 *Taramelliceras kobyi quenstedti* n. subsp. – HÖLDER: 129, Abb. 140, 141.
? 1966 *Taramelliceras koby quenstedti* HÖLDER – ANĐELKOVIĆ: 37, Taf. 3, Fig. 1, 3.
v 1972 *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti* HÖLDER – SCHAIRER: 42, Abb. 1c, d; 2d, 6, 7, 9d. Weitere Synonyme in SCHAIRER (1972, 42).

Material. 71 Stücke aus:

Bank-Nr.	7	6	5	4	3	2	1	lose
Anzahl	12	19	5	20	4	1	2	8

Tabelle 3: *T. (M.) kobyi quenstedti*. Merkmalswerte abgebildeter Exemplare.

	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%	UR	SR
1980 XXX 352	39	6	15	21	54	12	44
1980 XXX 353	44	6	14	24	54	10	35
1980 XXX 356	36	5	14	20	56		
1980 XXX 358	35	6	17	19	54	11	32
1980 XXX 360	30	5	17	15	50	12	
1980 XXX 361	32	5,5	17	17	53	11	33
1980 XXX 362	29	5	17	15	52	8	30
1980 XXX 363	33	4	12	19	57	7	26
1980 XXX 365	24	4	17	12	50	7	23
1980 XXX 367	76	8	10	42	55	9	
1980 XXX 368	17	3,5	21	9	53	5	21
1980 XXX 364	25	5	20	13	52	8	29

Beschreibung. Recht großwuchsige Art; Reste der Wohnkammer eines Stückes (1980 XXX 366; Abb. 4a) lassen auf einen Enddurchmesser von ca. 110 mm schließen. Die Mehrzahl der Exemplare von Biburg ist jedoch kleiner, obwohl sie häufig mit Wohnkammerresten erhalten sind (60%, min. Dm 18 mm). Nw um 17%, mit anwachsendem Dm abnehmend. Da das Material verdruckt ist, läßt sich über Windungsquerschnitt, Windungsbreite, Ausbildung der Nabelregion, der Flanken und der Externseite nichts aussagen. Die inneren Windungen scheinen aber einen ziemlich schmalen, hochovalen Querschnitt zu besitzen. Der Mundsaum ist nirgends erhalten, auch läßt sich wegen der bruchstückhaften Erhaltung die Länge der Wohnkammer nicht bestimmen.

Die Skulptur, die aus Umbilikalrippen, Lateralrippen, Marginalrippen und Marginalknoten besteht, ist recht variabel in Dichte, Stärke und Ausbildung der einzelnen Elemente und in der individuellen Entwicklung (Abb. 3). Bei manchen Stücken ist, eingeschaltet in die Normalberippung, eine Rippendrängung zusammen mit einer Abschwächung der Skulptur zu beobachten. Darauf weist auch HÖLDER (1955, 128) bei *T. kobyi kobyi* (CHOFFAT) hin.

Die Externseite wird, wenn sie nicht durch mangelhafte Erhaltung glatt erscheint, von unterschiedlich kräftigen Rippen überquert. Abschnittsweise sind externe Knötchen vorhanden, die seitlich in feine Rippchen ausgezogen sein können. Manche Externrippen erscheinen dadurch knotenartig, daß die seitlichen Teile, parallel zur Medianen, abgeschwächt sind.

Differentialdiagnose. *T. kobyi* (CHOFFAT, 1893, Taf. 16, Fig. 13–14; Taf. 16^2, Fig. 2) unterscheidet sich durch etwas geringere Nw und dichtere lateral-marginale Berippung. Durch

letzteres Merkmal unterscheidet sich auch *T. kobyi* in HOLDER (1955) von *T. kobyi* in CHOFFAT (1893; vgl. a. WIERZBOWSKI 1978, 317).

T. kobyi quenstedti in HOLDER (1955) ist gegenüber *T. kobyi* in HOLDER (1955) etwas weiter genabelt. Das Biburger Material ist in der Nw *T. kobyi quenstedti* zuzuordnen, in der Skulptur

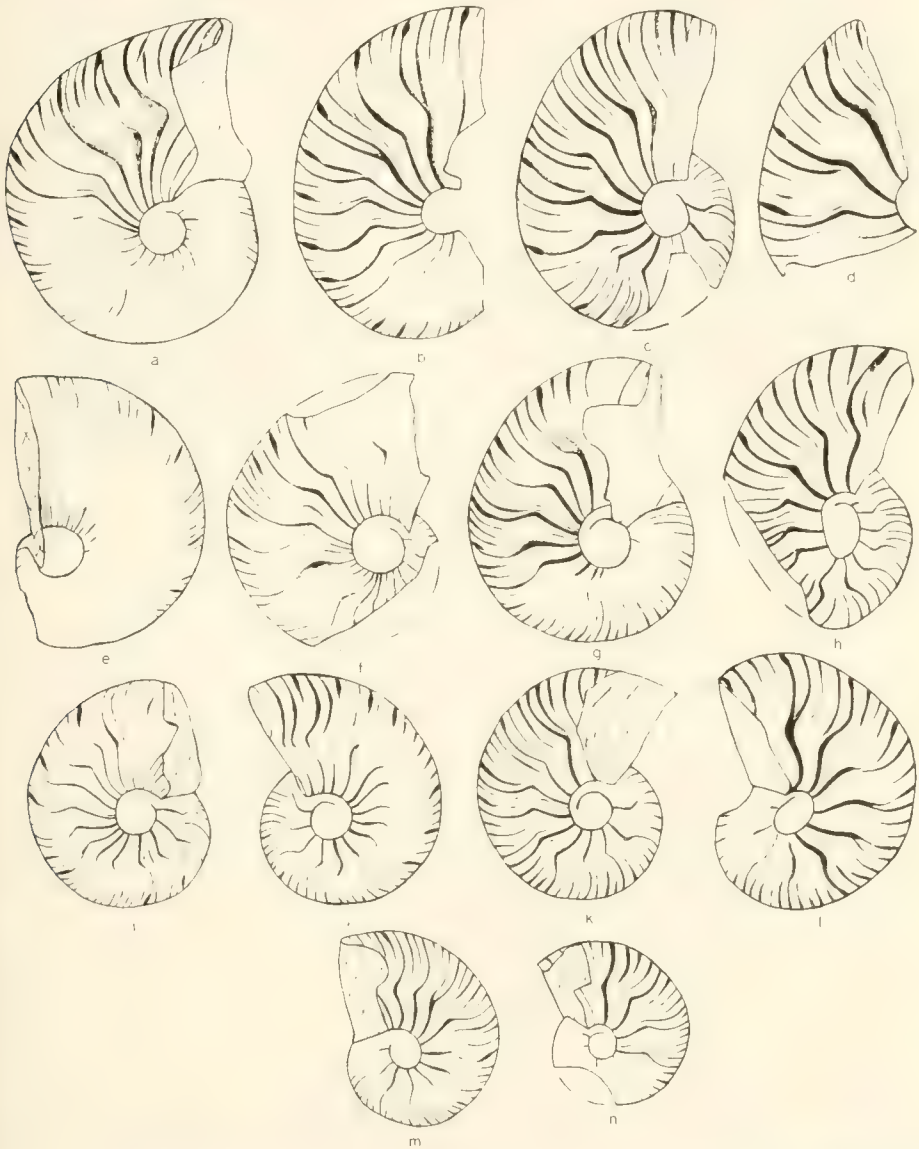


Abb. 3: *T. (M.) kobyi quenstedti*. Skulpturvarianten bei verschiedenen Dm. a: Bank 4, 1980 XXX 352; b: Bank 4, 1980 XXX 353; c: lose, 1980 XXX 354; d: Bank 7, 1980 XXX 355; e: Bank 7, 1980 XXX 356; f: Bank 4, 1980 XXX 357; g: lose, 1980 XXX 358; h: Bank 4, 1980 XXX 359; i: Bank 6, 1980 XXX 360; j: Bank 6, 1980 XXX 361; k: Bank 4, 1980 XXX 362; l: lose, 1980 XXX 363; m: Bank 4, 1980 XXX 364; n: Bank 4, 1980 XXX 365. (× 1).

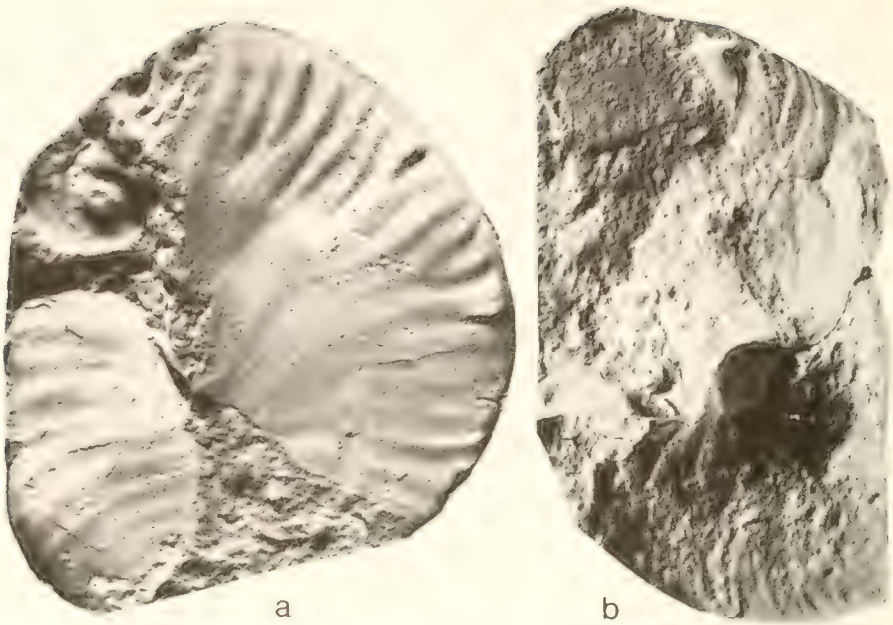


Abb. 4: *T. (M.) kobyi quenstedti*. a: Wohnkammerfragmente eines großen Exemplares, Bank 3, 1980 XXX 366 (Plastikausguß); b: mittelgroßes Exemplar mit ½ Umgang Wohnkammer, Bank 6, 1980 XXX 367. ×1.

sind große Ähnlichkeiten mit *T. kobyi* in HOLDER (1955) vorhanden. *T. kobyi quenstedti* in SCHAIRER (1972) ist durchschnittlich etwas weiter genabelt und erscheint lateral-marginal dichter berippt. *T. kobyi wegelei* SCHAIRER ist durchschnittlich weiter genabelt und lateral-marginal etwas dichter berippt.

T. tenuinodosum (WEGELE) unterscheidet sich durch die dichtere Berippung und eine durchhaltende externe Beknotung. *T. pseudowenzeli* (WEGELE) besitzt keine externe Beknotung. Die Innenwindungen weisen in der Berippung Ähnlichkeit auf, jedoch verblassen bei größerem Dm die Marginalrippen zwischen den Marginalknoten und scheinen dann ganz zu verschwinden.

Stratigraphisches Vorkommen. Oberes Oxford (Weißjura Beta; HOLDER 1955, 130); unteres Unterkimmeridge (Weißjura Gamma 1; SCHAIRER 1972, 42).

Schriftenverzeichnis

ANĐELKOVIĆ, M. Ž. (1966): Amoniti iz slojeva sa Aspidoceras acanthicum Stare Planine (Istocna Srbija). – Palaeontologia Jugoslavica, **6**: 135 S., 31 Taf., 107 Abb., 5 Tab.; Zagreb.

BERCKHEMER, F. & HÖLDER, H. (1959): Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Süddeutschlands. – Beih. geol. Jb., **35**: 3–135, Taf. 1–27, 89 Abb.; Hannover.

CAMPANA, D. DEL (1904): Faunula del Giura superiore di Collalto di Sologna (Bassano). – Boll. Soc. geol. Ital., **23** (2): 239–269, Taf. 7; Roma.

CHOFFAT, P. (1893): Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes. Première série: Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres-Vedras. – Dir. Trav. géol. Portugal: 1–82, 20 Taf.; Lisbonne.

DIETERICH, E. (1932): Einige stratigraphische Beobachtungen im Weißen Jura β Württembergs. – Cbl. Min., Geol. etc., B, **1932:** 242–249, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

DIETERICH, E. (1940): Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura β in Württemberg. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **96:** 1–40, Taf. 1–2, 6 Abb.; Schwäbisch Hall.

ENGEL, TH. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Anleitung zum Erkennen der Schichten und zum Sammeln der Petrefakten. – 3. Aufl., 645 S., 6 Taf., 261 Abb., 4 geol. Landschaftsbilder, 5 Profiltaf., 1 geogn. Übersichtskte.; Stuttgart (Schweizerbart).

FONTANNES, F. (1879): Description des Ammonites des calcaires du Château de Crussol – Ardèche (Zones à *Oppelia tenuilobata* et *Waagenia Beckeri*). – XI + 123 S., 13 Taf.; Lyon (Georg), Paris (Savy).

HÖLDER, H. (1955): Die Ammoniten-Gattung Taramelliceras im südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm. Morphologische und taxionomische Studien an *Ammonites flexuosus* Buch (Oppeliidae). – Palaeontographica, A, **106:** 37–153, Taf. 16–19, 182 Abb.; Stuttgart.

KARVE CORVINUS, G. (1966): Biostratigraphie des Oxfordium und untersten Kimmeridgium am Mont Crussol, Ardèche, im Vergleich mit Süddeutschland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **126** (2): 101–141, Taf. 22–26, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

MALINOWSKA, L. (1972): Middle and Upper Oxfordian in the northwest part of the Częstochowa Jurassic. – Biul. Inst. Geol, **233:** 5–67, 14 Taf., 8 Abb., 4 Tab.; Warszawa.

MALINOWSKIEJ, L. (1980, Edit.): Budowa geologiczna Polski. Tom III. Atlas skamienialosci przewodnich i charakterystycznych, 2b, Mezozoik, Jura. – 641 S., 180 Taf.; Warszawa (Wydawnictwa Geol.).

MEYER & SCHMIDT-KALER (1983): Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Fuhrer durch die Altmühlalb. – 260 S., 260 Abb., 2 Beil.; München (Bayer. Geol. Landesamt).

NITZOPOULOS, G. (1974): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **16:** 143 S., 11 Taf., 18 Abb.; Stuttgart.

OPPEL, A. (1863): Über jurassische Cephalopoden. – Palaont. Mitt. Mus. kgl. bayer. Staates, **3:** 163–266, Taf. 51–74; Stuttgart.

QUENSTEDT, F. A. (1887/1888): Die Ammoniten des Schwabischen Jura. III. Der Weiße Jura. Text + Atlas: 817–1140, Taf. 91–126; Stuttgart (Schweizerbart).

SAPUNOV, I. G. (1979): Les fossiles de Bulgarie. III. 3. Jurassique supérieur. Ammonoidea. – 263 S., 59 Taf., 16 Abb.; Sofia (Acad. Bulgare Sci.).

SCHAIRER, G. (1972): *Taramelliceras, Glochiceras, Ochetoceras* (Haploceratacеae, Ammonoidea) aus der *platynota*-Zone (unterstes Unterkimmeridge) der Frankischen Alb (Bayern). – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **12:** 33–56, Taf. 1–2, 11 Abb., 6 Tab.; München.

SCHAIRER, G. & YAMANI, A. (1982): Die Schwammkalke von Biburg bei Weißenburg/Bayern (Oberoxford, Südliche Frankenalb). – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **22:** 9–17, 5 Abb.; München.

SCHMIDT-KALER, H. (1962): Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des Malm Alpha und Beta in der Südlichen und Mittleren Frankenalb. – Erlanger geol. Abh., **43:** 12 S., 2 Taf., 2 Abb.; Erlangen.

SCHMIDT-KALER, H. & ZEISS, A. (1973): Die Juragliederung in Süddeutschland. - Geologica Bavarica, **67:** 155–161; München.

SPATH, L. F. (1925): On the collection of fossils and rocks from Somaliland made by Messrs B. K. N. Wyllie, B. Sc., F. G. S., and W. R. Smellie, D. Sc., F. R. S., Ed. Part VII: Ammonites and Aptychi. – Monogr. geol. Depart. Hunterian Mus., Glasgow-Univ.: 111–164, Taf. 15–16, 12 Abb.; Glasgow.

WEGELE, L. (1929): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. – Palaeontographica, **71:** 117–210, Taf. 25–28, 1 Tab.; Palaeontographica, **72:** 1–94, Taf. 1–11; Stuttgart.

WEPFER, E. (1913): Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. – Palaeontographica, **59:** 1–67, Taf. 1–3, 1 Abb.; Stuttgart.

WIERZBOWSKI, A. (1978): Ammonites and stratigraphy of the Upper Oxfordian of the Wielnú Upland, Central Poland. – Acta geol. polon., **28** (3): 299–333, 10 Taf., 7 Abb., 3 Tab.; Warszawa.

WÜRTENBERGER, F. J. & L. (1866): Der Weiße Jura im Klettgau und angrenzenden Randengebirg. Verh. naturwiss. Ver. Carlsruhe, **2:** 11–68, 1 Tab.; Carlsruhe.

ZEISS, A. (1977): Jurassic stratigraphy of Franconia. – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **31:** 1–32, 8 Abb.; Stuttgart.

ZIEGLER, B. (1977): The „White" (Upper) Jurassic in Southern Germany. – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **26:** 1–79, 11 Taf., 42 Abb.; Stuttgart.

Tafelerläuterungen

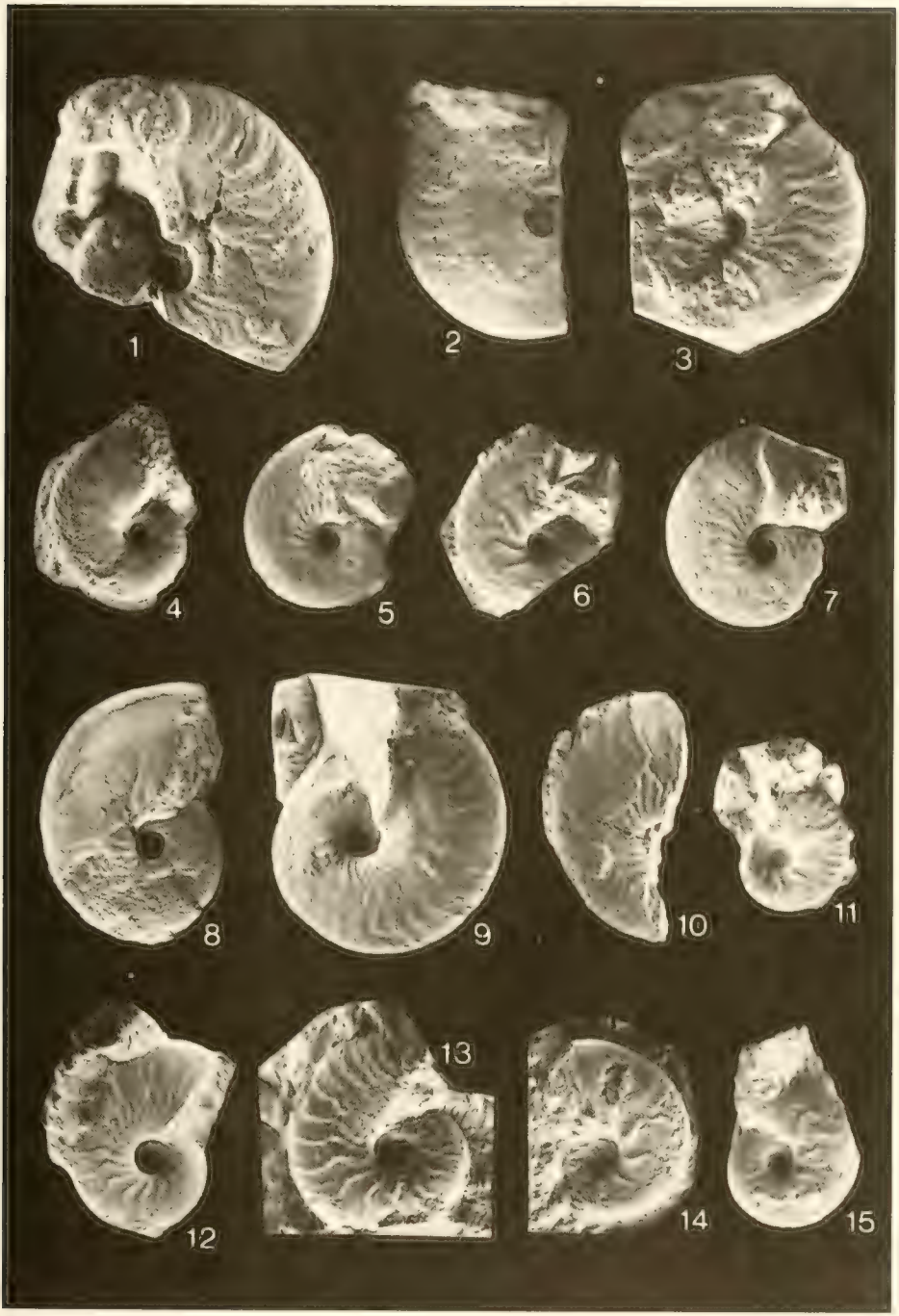
Tafel 1

Fig. 1–9: *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (Oppel).
1: Exemplar mit Mundsaum, Bank 7, 1980 XXX 321. ×1.
2: Exemplar mit deutlicher marginaler Berippung, Bank 6, 1980 XXX 322. ×1.
3: Exemplar mit deutlichen lateralen „Rippenfahnen", Bank 3, 1980 XXX 324. ×1.
4: Jugendliches Exemplar mit ½ Umgang Wohnkammer, Bank 4, 1980 XXX 326. ×1,5.
5: Phragmokon, Bank 6, 1980 XXX 327. ×1.
6: Jugendliches Exemplar mit ½ Umgang Wohnkammer, Bank 3, 1980 XXX 328. ×1.
7: Exemplar mit einzelnen verstärkten Marginalrippen, Bank 5, 1980 XXX 325. ×1.
8: Exemplar mit einzelnen verstärkten Marginalrippen und auf der Wohnkammer verblassender Skulptur, Bank 7, 1980 XXX 323. ×1.
9: Exemplar mit einzelnen marginalen Knötchen auf der Wohnkammer, Bank 6, 1980 XXX 329. ×1.

Fig. 10: *Taramelliceras (Metahaploceras) pseudowenzeli* (Wegele), Bank 6, 1980 XXX 350. ×1.

Fig. 11: *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti* Hölder. Phragmokon, Bank 5, 1980 XXX 368. ×1.

Fig. 12–15: *Taramelliceras (Metahaploceras) wenzeli* (Oppel).
12: Feinberipptes Exemplar mit verblassender Skulptur, Bank 6, 1980 XXX 347. ×1.
13: Exemplar mit Andeutung marginaler Knötchen, lose, 1980 XXX 346. ×1.
14: Jugendliches Exemplar mit ½ Umgang Wohnkammer, Bank 5, 1980 XXX 348. ×1,5.
15: Jugendliches Exemplar mit ½ Umgang Wohnkammer, Bank 4, 1980 XXX 349. ×1,5.
Alle Exemplare stammen von Biburg. Phot.: F. Höck.



SCHAIRER, G.: Biburg – *Taramelliceras* Tafel 1

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 23 | 51–76 | München, 30. 12. 1983

Ammoniten und Alter der Niongala-Schichten (Unterapt, Süd-Tanzania)

Von Reinhard Förster & Horst Weier*)

Mit 13 Abbildungen und 4 Tafeln

Kurzfassung

Von der Typlokalität der Niongala-Schichten in Süd-Tanzania wird eine Ammoniten-Fauna beschrieben. Sie umfaßt 10 Arten und läßt sich mit ähnlich zusammengesetzten Faunen der südlichen UdSSR vergleichen. Für die Niongala-Schichten ist ein Unterapt-Alter (*Deshayesites weissi/Prochelonicerasalbrechtiaustriae*-Zone) anzusetzen.

Abstract

A small ammonite fauna is described from the type locality of the Niongala Beds in southern coastal Tanzania. It comprises 10 spezies, referred to 9 genera. It can be correlated with similar faunas from southern USSR. The Niongala Beds are equivalent to the Early Aptian *Deshayesites weissi/Prochelonicerasalbrechtiaustriae* zone.

Einleitung

Die Stratigraphie der beckenrandnahen Unterkreide Süd-Tanzanias basiert auch heute im wesentlichen noch auf Bivalven. Besonders die in den zahlreichen grobkörnigen bis feinkonglomeratischen Kalksandsteinbänken haufigen, lokal regelrechte Pflaster bildenden Trigonien spielten in den meisten Faunenbearbeitungen eine wichtige Rolle. Ein rascher lateraler wie vertikaler Faziswechsel in einem überwiegend regressiven Sedimentationszyklus, die Ausbildung zahlreicher, meist rasch auskeilender Trigonien-führender Kalksandsteinbänke, die geringen Unterschiede zwischen den als Leitfossilien dienenden Trigonien (*Megatrigonia (Rutitrigonia) bornhardti* Müller, *M. beyschlagi* Müller, *M. schwarzi* Müller und *M. nossae* Aitken), und besonders ihre meist schlechte Erhaltung führten zu falschen Parallelisierungen und damit zu unterschiedlichen Alterseinstufungen. Die gar nicht so seltenen Ammoniten fanden dagegen eine relativ geringe Beachtung. Die ungünstige Erhaltung der meist als stark angewitterte Lesesteine aufgesammelten Stücke mag dazu beigetragen haben. Dabei sind sie nicht nur für die Stratigraphie, sondern auch für biogeographische Aussagen von großem Interesse: vom Jura bis ins Hau-

*) Dr. R. Förster, Bayerische Staatssammlung fur Palaontologie und historische Geologie, Richard Wagner-Straße 10, 8000 Munchen 2. Dipl. Geol. H. Weier, z. Zt. Geologisch-Palaontologisches Institut der Universität, Goldschmidtstr. 3, 3400 Göttingen.

terive/Unterbarrême stellen die marinen Vorkommen von Süd-Tanzania die südlichsten Tethys-Faunen auf dem afrikanischen Kontinent. Ab dem höheren Barrême ist Süd-Tanzania ein wichtiges Verbindungsglied zu den weiter südlich gelegenen Vorkommen Südostafrikas.

Die reichsten Ammoniten-Faunen der Unterkreide lieferten bislang die beiden altbekannten Fundpunkte Niongala und Mikadi (vgl. FRAAS 1908: 109, 110; JANENSCH & HENNIG 1914: 5; AITKEN 1961: 41, 42). Während eines kurzen, von der TPDC (s. S. 69) ermöglichten Geländeaufenthalts in Süd-Tanzania im Sommer 1982 wurde u. a. auch das Gebiet von Niongola besucht und eine kleine Fauna an der Typlokalität der Niongala-Schichten aufgesammelt.

Es war der Entdecker der Dinosaurier-Fundstelle am Tendaguru, B. SATTLER, Ingenieur einer Schurfgesellschaft in Lindi, der FRAAS auch die ersten Ammoniten vom Niongala-Plateau übergab. Trotz ihrer relativen Häufigkeit wurden sie merkwürdigerweise nie detailliert beschrieben. Es blieb bei den 5 von KRENKEL und ZWIERZYCKI kurz abgehandelten Arten, obwohl bereits FRAAS (1908: 111) in seiner Faunenliste mit *Anisoceras armatum* (= *Kutatissites niongalense*, s. S. 62) einen weiteren, charakteristischen Vertreter genannt hatte.

FRAAS (1908: 111, 115) nahm für seine Niongala-Schichten nach einer ersten vorläufigen Faunen-Bestimmung ein cenomanes Alter an. KRENKEL (1910: 236) und später die Bearbeiter des Materials der deutschen Tendaguru-Expedition (DIETRICH, HENNIG, LANGE, ZWIERZYCKI, 1914) schlossen dagegen ein Oberkreide-Alter aus. Sie stuften die marinen Abfolgen südlich des Mbwemkuru ins mittlere Neokom (höheres Valangin bis Barrême) ein. Besonders die von HENNIG (1914: 14) für die Schichtenfolge gewählte pauschale Bezeichnung Trigonia schwarzi-Schichten führte in der Folgezeit zu zahlreichen Mißverständnissen, so daß bereits ZWIERZYCKI (1914: 83) – um nicht Mischfaunen vom Valangin bis Barrême annehmen zu müssen – weitere Feldarbeit zur Klärung der stratigraphischen Abfolge forderte.

Die durch SPATH (1930: 135) diskutierte Einstufung der Niongala-Fauna ins Unterapt anhand von Neuaufsammlungen der britischen Tendaguru-Expedition und erneute Geländearbeiten von HENNIG ermöglichten eine differenziertere Gliederung. HENNIG (1937: 114) beschränkte die *schwarzi*-Schichten nur noch auf das Unterapt; die darunterliegenden *bombardti*-Schichten umfaßten das Obervalangin bis Barrême. Spätere Autoren (u. a. AITKEN, 1961, KENT et al. 1971) schlossen sich dieser Gliederung weitgehend an. Die hier beschriebenen Ammoniten von Niongala bestätigen das von SPATH angenommene Unterapt-Alter.

Lage des Fundortes und die geologischen Verhältnisse

Während FRAAS (1908: 111) von einem „dem Hochplateau aufgesetzten Hügel" berichtet, stammen alle späteren (auch die vorliegenden) Aufsammlungen (AITKEN 1961: 42) aus einigen wenigen sich in das Plateau einschneidenden kurzen Tälchen unmittelbar am Abfall zum Mbwemkuru-Fluß. Die Typlokalität der Niongala-Schichten liegt demgemäß im Bereich der Koordinaten: 39° 18′–39° 19′ E; 9° 34′–9° 35′ S. (East Africa [Tanzania] 1:50000, Sheet 283/2 Mtapaya; ser. Y 742, edit. I-TSD, 1968).

In den Tälchen ist eine Folge von ca. 7 m Feinsandsteinen angeschnitten, ohne jedoch direkt aufgeschlossen zu sein. Darin eingeschaltet sind 3 oder 4 grobklastische Kalksandsteinbänke mit einer reichen Fauna. Hauptkomponenten in einer mittel- bis grobkörnigen, kalkig gebundenen Matrix sind neben groben (z. T. bis 10 mm Durchmesser), schlecht kantengerundeten Quarzen graue Feldspate (bis 20 mm), unregelmäßig auftretende Glaukonitkörner und Schalen-Detritus dickschaliger Bivalven. Die aufgesammelte Fauna scheint ausschließlich aus diesen Kalksandsteinbänken zu stammen.

Diese Wechselfolge – mächtige Feinsandsteine mit einzelnen grobklastischen Kalksandsteinbänken – ist charakteristisch für die beckenrandnahen Ablagerungen der Unterkreide Süd-Tan-

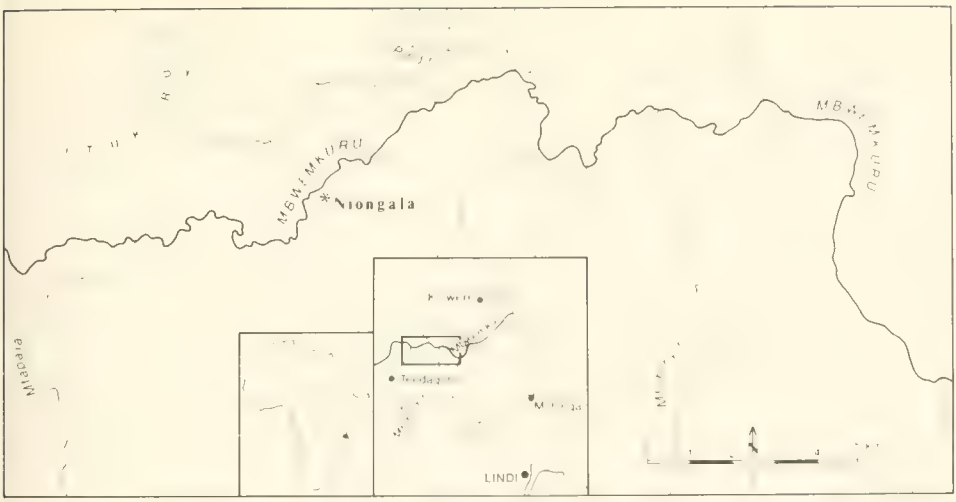


Abb. 1: Lage der Fundstelle Niongala in Süd-Tanzania.

zanias. Sie läßt sich in ähnlicher Ausbildung bis in das Callovium zurückverfolgen. Besonders während des unterkretazischen Transgressions Regressions-Zyklus kam es immer wieder zu stärkeren Regressionen mit Schichtlücken bzw. lokal zur Ablagerung fluviatil-terrestrischer Sedimente. Im Bereich von Niongala steht ca. 1,5 km nordöstlich des Fossilfundpunktes eine etwa 5 m mächtige Abfolge derartiger fluviatil-terrestrischer Sandsteine an. Vermutlich handelt es sich dabei um Äquivalente der „oberen Dinosaurier-Mergel", die bereits JANENSCH (1914: 50, 56) und PARKINSON (1930: 11) aus der Nähe des Dorfes Niongala angaben. Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse und eine nicht unbedeutende Tektonik am SW-Abschluß der Mandawa-Antikline ermöglichten keine eindeutige Zuordnung. Das Auftreten jurassischer *smeei*-Schichten nach weiteren 4 km flußabwärts (östlich der Einmündung des Pindiro) spricht jedoch für diese Einstufung; d. h. in Niongala fehlen wie am Tendaguru (vgl. HENNIG 1937: 116, Abb. 7) unter den *schwarzi*- und *bornhardti*-Schichten (Unterapt – höheres Barrême) alle älteren marinen Ablagerungen der Unterkreide. Eindeutiges Hauterive ist erst 20 km weiter östlich am Mikado-Plateau (vgl. JANENSCH & HENNIG 1914: 5, Fundpunkt Nr. 25) belegt, u. a. mit *Subastieria dacquei* (KRENKEL) (1910: 225 = unteres Hauterive), und oberes Valangin mit diversen Arten von *Olcostephanus* (= *Astieria* ZWIERZYCKI 1914: 51) vom gleichen Fundort.

Ältere marine Kreide kam in diesem Randbereich der in Oberjura und Unterkreide durch Halokinese und Bruchtektonik stärker geprägten Mandawa-Antikline nicht zur Ablagerung. Das wird indirekt auch durch die (z. T. auf Bohrungen basierenden) Befunde im etwas küstenferneren Bereich nordöstlich der Mandawa-Antikline (KENT et al. 1971: 37) bestätigt; auf die Korallenkalkfazies des höheren Tithon-Berrias folgen hier nach einer Schichtlücke Feinsandsteine und Silte des höheren Valangin.

Das Hangende der Niongala-Schichten ist in der näheren Umgebung der Typlokalität erodiert. Im Westen der Mandawa-Antikline (u. a. Itukuru) und weiter im Süden folgen über den *schwarzi*-Schichten geringmächtige, fossilfreie Sandsteine und Subarkosen und darüber die kontinentalen Makonde-Schichten. Im Osten der Antikline werden die *schwarzi*-Schichten ebenfalls von Sandsteinen und Subarkosen überlagert (ca. 40 m, hier jedoch eindeutig marin mit artenarmen Bivalvenfaunen, u. a. am Lisongele Hill bei Mpingo, bzw. im Mtungi-Profil östlich

des Marihi-River). Sie gehen in Kalksandsteine und schließlich in die Riffschuttkalke der Kiturika-Schichten über. Hennig (1916, 1937: 120) wies auf ein Verzahnen mit den Makonde-Schichten hin, wobei der laterale Übergang relativ rasch erfolgen soll. Die Mächtigkeit steigt von wenigen Metern (verstärkt durch die spätere Erosion?) im Südwesten auf mehr als 200 m (Likonde Kitale, Kiturika) nach Osten hin an, wobei es im Bereich der permotriassischen Evaporite (Mandawa-Antikline – Kiridima-Antikline) infolge Halokinese lokal zu größeren Fazies- und Mächtigkeitsunterschieden kam.

Als Alter der Kiturika-Schichten wird höheres Apt angenommen. Dafür spricht nicht nur die Mikrofauna mit reichlich Orbitolinen, sondern auch eine kleine Ammonitenfauna (Hennig 1937: 119, 121) vom Südufer des Mavuji („Mchakama" – 39°16′ E; 9°6′ S) aus Septarienmergeln unmittelbar im Liegenden der Kiturika-Schichten: sie lieferten *Cheloniceras* ex gr. *cornuelianum* (d'Orb.) (vgl. Hennig 1937: 158, Taf. 13, Fig. 1) und *Valdedorsella akuschaense* (Anthula) (Hennig 1937: 165, Taf. 13, Fig. 3–4, non *Desmoceras matheroni* [d'Orb.]). Die von Hennig (1937: 139) für die Apt-Septarienmergel geforderte Schollenabsenkung gegenüber dem Mchingula gibt es nicht. Vielmehr zeigen eigene Aufsammlungen am Fuße des Mchingula, daß die Ammoniten führenden Septarienmergel unmittelbar *unter* den Kiturika-Schichten liegen und damit nicht einem lateralen Faziesbereich (Hennig 1937: 120) östlich des „Kiturika Hinge" angehören. Die relativ weit nach Westen über die Unterkreide-Sandsteine und Arkosen übergreifende Urgonfazies der Kiturika-Schichten dokumentiert eine in Südostafrika (Forster: 1975: 119) weitverbreitete Transgressionsphase während des Apt auch für Tanzania nach den überwiegend regressiven Tendenzen während der älteren Unterkreide.

Für die Makonde Sandsteine wird ein entsprechendes Apt-Alter angenommen (Kent et al.: 40). Die terrestrische Sedimentation dürfte jedoch noch länger bis in die Oberkreide angehalten haben; denn nicht nur die Kiturika Schichten zeichnen sich durch einen insgesamt abnehmenden Feinsand-Gehalt aus, sondern auch die mächtigen Tonmergel-Serien des Alb und Cenoman der Beckenfazies östlich der Kiturika-Riffschuttkalke. Nur gelegentlich kam es hier zur Bildung einzelner geringmächtiger Sandsteineinlagen (10–30 cm) durch Turbidite. Marine Ablagerungen der höheren Kreide (Alb-Maastricht) sind heute nur noch im tiefer gelegenen Küstenstreifen östlich der markanten, durch die Kiturika-Riffschuttkalke gebildeten Steilkante erhalten.

Im Anschluß an Hennig (1937: 120) wird die Steilkante (s. Kent et al.: 38, „Kiturika Hinge") als ursprünglicher Schelfrand (Grabenrand) gedeutet, mit einem abrupten Faziswechsel zu Mergeln und siltigen Tonen eines tieferen Ablagerungsmilieus. Zumindest im Gebiet südlich Kilwa kam es im Apt jedoch auch noch östlich des Kiturika Hinge zur Bildung von Riffschuttkalken, vermutlich auf einzelnen durch die Salztektonik aufgewölbten Schollen; das belegen vergleichbare Urgonkalke in der durch Störungen abgesetzten Kiridima-Antikline südlich des Mavuji (6 km SE Kizimbani = 10 km E der Mchingula-Steilkante).

Die feinklastische Beckenfazies lieferte bislang – abgesehen von Inoceramen-Resten – nur wenig Makrofossilien. Lediglich die dunklen, pyritreichen Mergel des Oberalb enthalten in drei dicht (ca. 10 m) aufeinander folgenden Horizonten eine reiche Ammoniten-Fauna. Die pyritisierten Nuklei (keinesfalls eine Zwergfauna!) lagen in einzelnen Stücken und ohne nähere Fundortangabe bereits Ekvas (1908: 108), Krenkel und Zwierzycki (1914: 88) vor. Hennig (1937: 123) gelang es, den Fundpunkt Namazatu ca. 2 km nordwestlich der Mavuji-Mündung aufzufinden. Das Vorkommen im Hinterland von Lindi blieb bislang unbestätigt. Eine gleichalte, neu aufgesammelte Fauna ca. 14 km südwestlich von Namazatu-Island enthält typische Flachwasser-Elemente, so daß auch in der höheren Kreide mit einer weiter wirksamen Faziesdifferenzierung über kürzere Entfernungen im Bereich der Evaporite in Süd-Tanzania gerechnet werden muß.

Material

In der Fauna von Niongala herrschen dickschalige Bivalven eines energiereichen Flachwasserbiotops vor: Ostreen und dickschalige Bivalven (>60%), großwüchsige Pleurotomarien, Nautiliden (bis 30 cm Durchmesser) (>20%) und Bruchstücke großwüchsiger Ammoniten (Faunenliste s. AITKEN, 1961: 42; QUENNELL et al. 1956: 213). Folgende Fauna konnte aufgesammelt werden: *Astarte* sp. *Cardium (Tendagurium) rothpletzi* (KRENKEL), *Corbis (Sphaera)* cf. *corrugata* SOW. *Hinnites fraasi* (KRENKEL), *Ostrea* sp., *Neithea lindiensis* (KRENKEL), *Pinna* sp., *Pleurotomaria* sp., *Astrolampas productus* AGASSIZ, *Cymatoceras mikado* (KRENKEL), *C.* cf. *pseudoelegans* (D'ORB.), *Phylloceras (Hypophylloceras)* sp., *Lytoceras subsequens* KARAKASCH, *L. schlosseri* (KRENKEL), *Ancyloceras (Adouliceras)* sp., *Ancyloceras (Kutatissites) mongalense* (KRENKEL) forma A & B, *Tropaeum* sp., *Pseudohaploceras* cf. *matheroni* (D'ORB.), *Melchiorites cassidoides* (UHLIG), *Prochelioniceras hennigi* n. sp., *Deshayesites (Kuntziella)* cf. *kuntzi* COLLIGNON. Die herausgewitterten Ammoniten liegen meist als Steinkerne vor; im frischen Gestein sind sie jedoch wie die übrige Fauna mit der Schale erhalten. Die als Leitfossilien genutzten Trigonien sind in Niongala gegenüber anderen Kalksandsteinbänken der Unterkreide sehr selten. KRENKEL gibt *T. bornhardti* (1910: Taf. 20, Fig. 3) und *T. beyschlagi* (1910: Taf. 20, Fig. 9) an, DIETRICH (1933: Taf. 3, Fig. 52, 53) *T. schwarzi;* letztere wurde von AITKEN (1961: 92, Taf. 12, Fig. 3; 121) seiner *Megatrigonia (Rutitrigonia) nossae* zugeordnet. Die neue Art *M. nossae* steht *M. schwarzi* sehr nahe, wobei AITKEN einschränkend bemerkt, daß keines seiner Stücke ausreichend gut erhalten sei. Hier anzuschließen ist nach AITKEN auch *T. mongalensis* LANGE.

Beschreibung der Ammoniten

Unterordnung Phylloceratina ARKELL, 1950
Familie Phylloceratidae ZITTEL, 1884
Gattung *Phylloceras* SUESS, 1865
Untergattung *Hypophylloceras* SALFELD, 1924

Phylloceras (Hypophylloceras) sp.

Mehrere Bruchstücke eines engnabeligen Phylloceraten mit einer gleichmäßigen, feinen, geschwungenen Schalenstreifung und einem hochovalen Windungsquerschnitt dürften der Artengruppe des *P. (H.) velledae* (MICHELIN) zuzuordnen sein.

Nicht bestätigen ließ sich das Vorkommen von *P. krenkeli* ZWIERZYCKI, einer im Hauterive von Mikado haufigen Form mit einer relativ weitständigen Berippung (vgl. ZWIERZYCKI: 35).

Unterordnung Lytoceratina HYATT, 1899
Familie Lytoceratidae NEUMAYR, 1875
Unterfamilie Lytoceratinae NEUMAYR, 1875
Gattung *Lytoceras* SUESS, 1865

Lytoceras subsequens KARAKASCH, 1907

1907 *Lytoceras subsequens,* KARAKASCH: 44, Taf. 5, Fig. 9, Taf. 24, Fig. 32
1908 *Lytoceras mahadeva* STOL., FRAAS: 111
1910 *Lytoceras* sp. KRENKEL: 224, Taf. 22, Fig. 10
? 1915 *Lytoceras liebigi* var. *strambergensis,* REBOUL & KILIAN: 20, Taf. 2, Fig. 1

? 1916 *Lytoceras liebigi*, DOUVILLÉ: 91, Taf. 11, Fig. 1, 2
1960 *Biasaloceras subsequens*, DRUSHCHITZ & KUDRYAVTSEV: 256, Taf. 4, Fig. 4
1968 *Lytoceras subsequens*, WIEDMANN & DIENI: 30, Taf. 1, Fig. 7, Abb. 4, 5
1978 *Lytoceras hennigi*, KENNEDY & KLINGER: 274, Abb. 11A, 12B-E, 13A-E
Synonymie in WIEDMANN & DIENI: 30

Material. 3 Bruchstücke

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wb/Wh
1982 XX 56	150	60	65	1,1

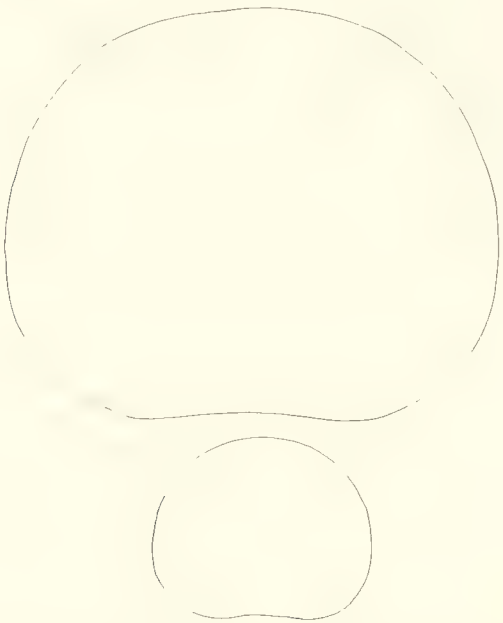


Abb. 2: *Lytoceras subsequens* KARAKASCH
Windungsquerschnitte bei Wh 21 und 47 mm; BSP 1982 XX 56.

Bemerkungen: Sehr evolut; Umgänge einander kaum umfassend. Windungsquerschnitt breiter als hoch (1,1), queroval. Größte Breite annähernd in Flankenmitte. Skulptur aus relativ weitständigen (Abstände 4–8 mm) scharfgratigen, fein gekräuselten Rippen mit unregelmäßig eingeschalteten, einzelnen, verstärkten Rippen.

Mit diesen Merkmalen stehen die vorliegenden Stücke in einer langen Reihe von Arten (u. a. *L. sauclum* DRUSHCHITZ im Hauterive, *L. striatum* DRUSH. im oberen Barrême, *L. strambergense* (DIMITROVA, 1967: 26, Taf. 9, Fig. 1) aus dem Berrias (vgl. WIEDMANN & DIENI: 29), die sich in direkter Folge auf die Konservativform *L. liebigi* OPPEL aus dem Tithon zurückverfolgen lassen. Allen gemeinsam ist der breite, quer-ovale Windungsquerschnitt und eine relativ weitständige Berippung.

Die Gruppe des *L. liebigi* setzt sich mit *L. liebigi* var. *aptiensis* (FALLOT, 1920, Taf. 1, Fig. 3), *L. mahadeva* STOL. (vgl. COLLIGNON 1963, Fig. 1051; KENNEDY & KLINGER, 1978: 283, Abb. 16–33) oder *L.* aff. *sauclum* (KENNEDY & KLINGER, 1978: 270, Abb. 9–11) bis ins höhere Alb fort.

In der Fauna von Niongala – und das scheint für viele Vorkommen typisch zu sein – kommt gleichzeitig ein zweiter Lytocerate vor: die Skulptur ist nahezu identisch, aber die Stücke zeichnen sich durch einen schlanken, häufig hochovalen Windungsquerschnitt aus (s. S.).

KRENKEL lag von beiden Typen je ein Bruchstück vor. Das breite bildete er unter *Lytoceras* sp. (224, Taf. 22, Fig. 10) ab, das hochmündige, etwas dichter berippte Bruchstück unter *Crioceras schlosseri* (227, Taf. 22, Fig. 15). Nach ZWIERZYCKI (1914: 41) sollte zwar KRENKEL's *Lytoceras* sp. mit seinem Material vom Mikadi-Plateau identisch sein; doch KRENKEL wies bereits ausdrücklich auf den querovalen Windungsquerschnitt hin, während die Exemplare der neuen Art *L. hennigi* ZWIERZYCKI von Mikadi einen annähernd kreisförmigen, wenn nicht hochovalen Querschnitt haben. KENNEDY & KLINGER (1978: 274) scheinen nur Topotypen der breiten Form vorgelegen zu haben, so daß sie ihr Material aus dem Barrême von Zululand im Anschluß an ZWIERZYCKI auf dessen schlanken *L. hennigi* bezogen. *L. hennigi* ist als jüngeres Synonym von *L. schlosseri* zu betrachten.

Ein vermutlich identisches Dimorphenpaar beschrieb DOUVILLÉ (1916: 91, *L. liebigi;* S. 92 *L. sutile)* aus dem oberen Barrême-unteren Apt des Sinai. Die als *Argonauticeras belliseptatum* bzw. *depereti* (vgl. KENNEDY & KLINGER, 1978: 304) aus dem oberen Apt bis mittleren Alb beschriebenen Exemplare unterscheiden sich durch noch dickere Umgänge bei einer insgesamt feineren Skulptur.

Vorkommen: Oberbarrême-Unterapt südliche UdSSR, Ägypten (Sinai), ?Südfrankreich, Südafrika (Zululand);? Hauterive Sardinien.

Lytoceras schlosseri (KRENKEL, 1910)

1910 *Crioceras schlosseri,* KRENKEL: 227, Taf. 22, Fig. 15.
1914 *Lytoceras hennigi,* ZWIERZYCKI: 40, Taf. 4, Fig. 6, 7.
1916 *Lytoceras sutile,* DOUVILLÉ: 92, Taf. 11, Fig. 3–5.
non 1978 *Lytoceras hennigi,* KENNEDY & KLINGER: 274 (= *L. subsequens).*

Neben *L. subsequens* mit einem breiten, querovalen Windungsquerschnitt kommt in Niongala ein nahezu identischer, jedoch hochmündiger Vertreter vor. Vermutlich handelt es sich hier wie in vielen ähnlichen Fällen um ein Dimorphenpaar. Das vorliegende Material ist für eine Klarung nicht ausreichend.

L. schlosseri läßt sich ebenso wie *L. subsequens* über eine Reihe von Arten in der Unterkreide auf eine Konservativform des Tithon, auf *L. sutile* OPPEL zurückverfolgen. Die Gruppe des *L. sutile* ist ebenfalls weit verbreitet, u. a. mit *L. vogdti* KARAKASCH im Barrême und Apt (FÖRSTER, 1975: 143, Taf. 1, Fig. 3, KENNEDY & KLINGER, 1978: 260, Abb. 1–8, 9A, 12A, F–G), *L. belliseptatiforme* (COLLIGNON, 1962, Fig. 953) im unteren Apt (möglicherweise identisch mit *L. schlosseri),* oder *L. strambergense* mut. *albensis* und *L. mahafalense* (COLLIGNON, 1963, Fig. 1047 und 1053) im Alb.

Vorkommen: Ägypten (Sinai)

Unterordnung Ammonitina HYATT, 1889
Familie Desmoceratidae ZITTEL, 1895
Unterfamilie Puzosiinae SPATH, 1922
Gattung *Pseudohaploceras* HYATT, 1900

Pseudohaploceras cf. *matheroni* (D'ORBIGNY, 1840)
Taf. 3, Fig. 3

Material: Zwei unvollständige, stark angewitterte Exemplare

Abmessungen:	D	Wh	Wb	U	Wb/Wh
1982 XX 57	145	64 (0,44)	52 (0,36)	42 (0,29)	0,81
1982 XX 58	74	31 (0,42)	24 (0,32)	22 (0,30)	0,77

Bemerkungen: Die beiden schlecht erhaltenen Bruchstücke – auch das größere ist noch vollständig gekammert – unterscheiden sich nur geringfügig von den aus dem mediterranen Raum bekannt gemachten, großwüchsigen Exemplaren dieser Art. (Syn. vgl. DIMITROVA 1967: 141). Der Windungsquerschnitt ist gegenüber den französischen Exemplaren mehr hochoval/subtrapezoedrisch, wobei die größte Breite im inneren Drittel liegt. Die Flanken erscheinen etwas abgeflachter, die Nabelwand steiler. Die Einschnürungen und die regelmäßige Berippung haben einen schwach sigmoidalen Verlauf. In allen diesen Merkmalen entsprechen sie mehr den von DOUVILLÉ (1916: 103, Taf. 13) abgebildeten Stücken.

Abb. 3: *Pseudohaploceras* cf. *matheroni* (D'ORBIGNY)
Windungsquerschnitt bei Wh 60 mm; BSP 1982 XX 57.

Abb. 4: *Melchiorites cassidoides* SPATH
Windungsquerschnitt bei Wh 45 mm; BSP 1982 XX 59.

Von der Typusart *H. liptoviense* (Zeuschner) (Syn. in Vašiček 1972: 78) unterscheiden sie sich durch eine viel regelmäßigere, und auf den Innenwindungen sehr viel schwächere Skulptur und durch eine geringere Windungsbreite.

Vorkommen: oberes Barrême und unteres Apt; S-Frankreich, Bulgarien, Ägypten (Sinai), N-Afrika, südliche UdSSR.

Gattung *Melchiorites* Spath, 1923

Melchiorites cassidoides (Uhlig, 1883)
Taf. 3, Fig. 2

1883 *Haploceras cassidoides*, Uhlig: 227, Taf. 16, Fig. 4, Taf. 17; Fig. 10
1972 *Melchiorites cassidoides*, Vašiček: 75, Taf. 13, Fig. 1–3, Abb. 21

Syn.: in Vašiček 1972: 75

Material: Ein stark angewittertes Exemplar (1982 XX 59).

Abmessungen:	D	Wh	Wb	U	Wb/Wh
1982 XX 59	113	46 (0,41)	34 (0,30)	31 (0,27)	0,74

Bemerkungen: Das stark angewitterte Exemplar entspricht in Abmessungen und Skulptur vorzüglich dem von Vašiček (1972) neu abgebildeten Holotyp; lediglich die Flanken erscheinen etwas abgeflachter und die ca. 10 Einschnurungen des letzten Umganges etwas geschwungener.

Vorkommen: oberes Barrême; S-Frankreich, Polen, Bulgarien, südliche UdSSR

Unterordnung Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Familie Ancyloceratidae Gill, 1871
Unterfamilie Ancyloceratinae, Gill, 1871

Die große Variabilität einzelner Merkmale – Art der Aufrollung, Berippung, Beknotung oder des Windungsquerschnitts – und deren Kombination führte bei den Ancyloceratidae ähnlich wie bei anderen Kreide-Heteromorphen zu einer starken Aufsplitterung in zahlreiche Taxa. Es ist Wiedmann's Verdienst (u. a. 1962, 1968) mittels moderner morphogenetischer und statistischer Untersuchungsmethoden auf übersichtlichere systematische Gliederungsmöglichkeiten hingewiesen, und sie in einzelnen Familien auch durchgeführt zu haben. Leider blieben derartige Möglichkeiten in der neuesten Übersicht über die russischen Ancyloceraten (Kakabadzi, 1981) unberücksichtigt; es kam zu einer weiteren Aufsplitterung. Anhand der Ancyloceraten von Niongala lassen sich einige Trends aufzeigen, denen anhand eines umfangreicheren Materials nachzugehen lohnend erscheint. Auf die morphologischen Übergänge zwischen den einzelnen Taxa ist wiederholt hingewiesen worden.

Gehäuseform: Neben der gewöhnlich planspiralen Anfangsspirale kommen im unteren Apt auch ± helicoid aufgerollte Anfangsstadien (*Kutatissites* Kakabadze) mit allen Übergängen vor.

Skulptur und Windungsquerschnitt: Nach der Ausbildung trituberkulater Hauptrippen zumindest im ersten Stadium der Anfangsspirale sind Formen mit einer durchgehenden, teilweisen oder fehlenden Beknotung durch alle Übergänge verbunden. Bei einer dichten Berippung ist die Knotenbildung in der Regel stärker reduziert, bei einer groben Berippung überwiegt eine kräftige (und oft durchgehende) Knotenbildung. Vertreter mit einem breiten Windungsquerschnitt neigen eher zur Ausbildung kräftiger Knoten (insbesondere des Umbilikalknotens) als solche mit einem schlanken, hochovalen Windungsquerschnitt.

In der Fauna von Niongala – und das scheint für zahlreiche Unteraptfaunen zuzutreffen – kommen sowohl bei Vertretern mit einer planspiralen, als auch einer helicoiden Anfangsspirale zwei Morphotypen vor, deren Skulptur nahezu identisch ist; sie unterscheiden sich nur durch den Windungsquerschnitt. Das Nebeneinander beider Morphotypen bei annähernd gleicher Häufigkeit legt eine Deutung als Dimorphenpaar nahe.

Gattung *Ancyloceras* D'ORBIGNY, 1842
Untergattung *Adouliceras* THOMEL, 1964

Ancyloceras (Adouliceras) sp.
Taf. 2, Fig. 3a,b, Taf. 3, Fig. 1a,b

Material: 6 Schaftbruchstücke (1982 XX 73–76).

Abmessungen:	L	Wh	Wb	Wb/Wh	Rippenindex
1982 XX 73	125	max. 62	47	0,76	7
		min. 58	44	0,76	
1982 XX 74	130	max. 52	36	0,69	7
		min. 45	30	0,67	
1982 XX 75		39	23	0,73	8
1982 XX 76		max. 60	41	0,68	10
		min. 48	33	0,69	

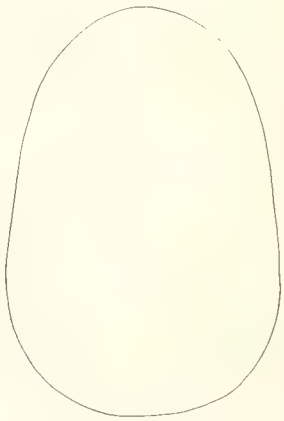


Abb. 5: *Ancyloceras (Adouliceras)* sp.
Windungsquerschnitte vom Übergangsbereich zum Schaft bei Wh 58 mm, BSP 1982 XX 76 und vom Schaft bei Wh 50 mm; BSP 1982 XX 74.

Bemerkungen: Windungsquerschnitt hochoval bis hochsubtrapezoedrisch, mit der größten Breite im inneren Flankendrittel. Uniforme Berippung mit schräg über die Flanken verlaufenden, weitständigen Rippen. Die Rippen spalten intern wie üblich in je zwei feine Rippen auf und queren die leicht abgeflachte Dorsalseite in einem vorwärtsgeschwungenen Bogen. Keinerlei Anzeichen für eine Knotenbildung auf dem Schaft.

In der gleichmäßigen Berippung und dem Fehlen von Knoten auf dem Schaft entsprechen die vorliegenden Reste den Verhältnissen bei *Adouliceras*. Abweichend ist die relativ weitständige Berippung selbst im Übergangsbereich zur Anfangsspirale (1982 XX 76), wo es außerdem zu keiner Knotenbildung kommt.

Erst anhand von besser erhaltenem, vollständigeren Material wird die systematische Stellung dieser Reste zu klären sein.

Ancyloceras (Adouliceras) sp.

Taf. 4, Fig. 1

1914 *Hamulina* cfr. *Quenstedti*, ZWIERZYCKI; 79, Taf. 10, Fig. 1
1914 *Hamulina* sp. ind., ZWIERZYCKI: 80, Taf. 10, Fig. 3

Die beiden von ZWIERZYCKI abgebildeten großen Schaft-Bruchstücke sind am besten bei *Adouliceras* anzuschließen. Dafür sprechen die dichte (Index 12–15), relativ schräg über die Flanken verlaufende Berippung und die für *Adouliceras* typischen, mehrere Rippen umfassenden Knoten am noch gekrümmten Anfangsteil des Schaftes (vgl. ZWIERZYCKI, Taf. 10, Fig. 3). Im Gegensatz zur Typusart wird der relativ hochovale Windungsquerschnitt (0,7 bzw. 0,88–0,94 auch beim Wohnkammerhaken beibehalten, ebenso der dichte Berippungstyp. Auf die extrem große Variabilität wiesen bereits KLINGER & KENNEDY (1977: 229) hin. Im vorliegenden Material fehlen vergleichbare Reste. Lediglich ein einzelnes Windungsbruchstück (1982 XX 77; L 110, Wh 55, Wb 62 (0,89) mit einer etwas weitständigeren Berippung (Index 8–9) zeigt in der breiten, mehrere Rippen umfassenden Anlage des Umbilikalknotens gewisse Anklänge an *Adouliceras*. Mit einem extrem breiten Windungsquerschnitt (1,1) fällt es jedoch aus dem üblichen Rahmen. Von den ähnlich breiten Bruchstücken von *Ancyloceras (K.) niongalense*, forma A unterscheidet es sich durch die einheitlichere Ausbildung der Berippung und den nur angedeuteten Umbilikalknoten, während Lateral- und Extern-Knoten vollständig fehlen.

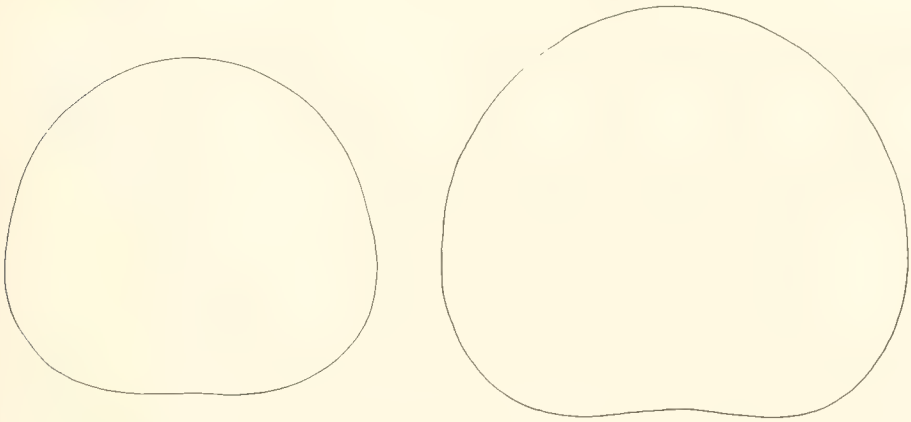


Abb. 6: *Ancyloceras (Adouliceras)* sp.
Windungsquerschnitte vom Endbereich der Anfangsspirale bei Wh 43 und 52 mm; BSP 1982 XX 77.

Vorkommen: Die Untergattung *Adouliceras* ist aus dem obersten Barrême und dem unteren Apt Europas, der südlichen UdSSR, Mozambique, Südafrika und (?) Kalifornien bekannt.

Ancyloceras (Kutatissites) niongalense (KRENKEL, 1910), forma A
Taf. 1, Fig. 1–3

1908 *Ancyloceras* sp. FRAAS: 111
1908 *Anisoceras armatum* SOW., FRAAS: 111
1910 *Ancyloceras niongalense*, KRENKEL: 228, Taf. 22, Fig. 12,

Material: 5 Windungsbruchstücke, 1 Schaftbruchstück

Abmessungen:	L	Wh	Wb	Wb/Wh	Rippenindex	Haupt-/ Zwischenrippen
1982 XX 66	120	64	67	1,0	8	(4:4)
1982 XX 67	max. 105	52	52	1,0	8	(4:4)
	min.	38	39	1,0		
1982 XX 68	160	52	53	1,0	7	(3:4)
1982 XX 69	max. 110	51	51	1,0	7	(3:4)
	min.	43	39	0,9		
1982 XX 70	max. 110	35	35	1,0	8	(3:5)
	min.	20	20	1,0	5	(3:2)

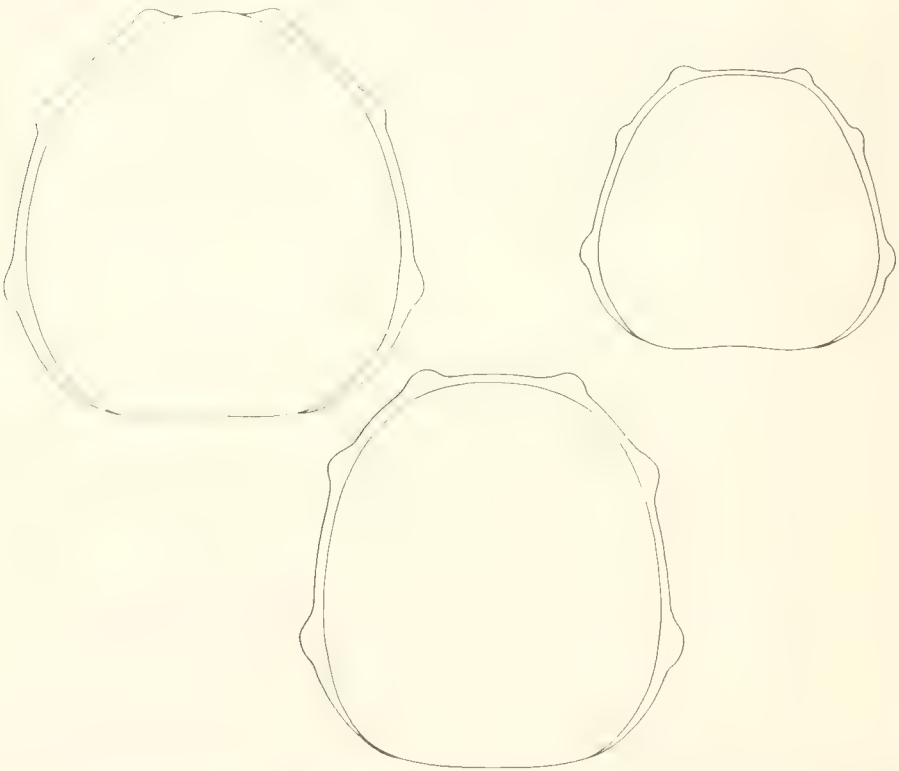


Abb. 7: *Ancyloceras (Kutatissites) niongalense* (KRENKEL), forma A
Windungsquerschnitte vom Endbereich der helicoiden Anfangsspirale bei Wh 50, BSP 1982 XX 66, und bei Wh 38 und 52, BSP 1982 XX 67.

Bemerkungen: Nach den vorliegenden Bruchstücken scheint auf ein helicoides Jugendstadium ein lose aufgerolltes mittleres Stadium (ab Wh 45), ein kurzer Schaft und ein terminaler Wohnkammer-Haken zu folgen. Der Windungsquerschnitt ist durchwegs gerundet subtrapezoedrisch; anfangs annähernd so breit wie hoch, dann jedoch rasch an Breite zunehmend, breiter als hoch. Die größte Breite liegt im inneren Flankendrittel in Höhe des Umbilikal-Knotens. Die Skulptur – trituberkulate Hauptrippen und zunächst sehr dünne und glatte, später zunehmend dickere und zum Teil bituberkulate Zwischenrippen – ist insgesamt sehr unregelmäßig entwickelt. Das gilt besonders für die Rippendichte (Rippenindex 7–9 Rippen pro Wh-Segment). Im helicoiden Anfangsstadium sind es breit abgerundete, sich nach außen stark verbreiternde trituberkulate Rippen, die sich auf der Innenseite, wie bei *Ancyloceras* üblich, in ein Bündel von 2–3 feinen, in einem seichten Bogen vorwärtsgeschwungene Rippen auflosen. In unregelmäßiger Folge sind zunächst nur eine, später zwei (selten drei) Zwischenrippen eingeschaltet. Sie entspringen zunachst auf der Flanke; später gehen sie ebenfalls aus den feinen internen Rippenbündeln hervor.

Ab Wh 35 mm entwickeln auch die Sekundarrippen Knoten: zunächst extern, später auch lateral. Auf dem terminalen Wohnkammerhaken setzt wie üblich eine grobe, weitständige Berippung ein.

Die beste Übereinstimmung zeigen die von Casey (1960) unter *Ancyloceras mantelli* bekannt gemachten Stücke aus dem Atherfield Clay (Unterapt) Sudenglands sowohl in der groben Skulptur (Rippenindex 7–8) als auch im breiten Windungsquerschnitt (Wb/Wh = 1,1). Lediglich die Umbilikalknoten sollen nach Casey etwas schwächer als Ventral- und Lateralknoten ausgebildet sein. Die eingeschalteten Zwischenrippen (meist nur eine) sind auch in späteren Stadien wie auf dem Schaft deutlich feiner als die Hauptrippen entwickelt. Das auf Taf. 3, Fig. 1 abgebildete Bruchstück entspricht zudem mit einer deutlich sichtbaren Torsion vorzüglich den Übergangsstadien von helicoider zur planspiralen Aufrollung am vorliegenden Material und läßt zumindest für dieses Stück ein helicoides Anfangsstadium vermuten.

Der grobe Berippungsmodus der helicoiden Anfangsspirale von *K. niongalense* ist nahezu identisch mit dem zahlreicher Vertreter von *Kutatissites* Kakabadze, wie etwa *K. princeps* (Avram), *K. recticostatus* (Eristavi), *K. helicoceroides* (Eristavi), *K. rachathaensis* Kakabadze oder *K. chreithiensis* Kakabadze, bzw. dem ebenfalls zu *Kutatissites* zu rechnenden *Helicancylus furcatus* Kakabadze. Bei *K. niongalense* bleibt die Skulptur jedoch auch in späteren Stadien relativ grob und weitstandig (Rippenindex 7–9, gegenüber Werten von über 10 bei allen oben genannten Arten). *K. helicoceroides* kommt mit einer relativ weitständigen Berippung noch am nächsten. Aber auch bei dieser Art werden die Knoten im Verlauf des Wachstums stärker reduziert; außerdem ist hier der Windungsquerschnitt insgesamt hochoval (wie bei der forma B).

Abb. 8: *Ancyloceras (Kutatissites) niongalense* (Krenkel), forma A
Windungsquerschnitte der helicoiden Anfangsspirale bei Wh 20 und 35 mm; BSP 1982 XX 70.

In diesem groben, unregelmäßigen Berippungsmodus des Schafts schließen die Reste von Niongala eng an einen Formenkreis an, den KAKABADZE (u. a. 1981: 101) als *Pseudocrioceras* SPATH ausschied. Alle diese Formen zeichnen sich jedoch – im Gegensatz zu *Kutatissites* KAKABADZE – durch eine relativ dichte, feine Berippung auf der Anfangsspirale aus; außerdem herrschen wie bei dem zweiten Morphotypen von Niongala (forma B) durchwegs schlanke, hochovale Windungsquerschnitte vor. Gerade das reiche südrussische Material böte die besten Voraussetzungen für Untersuchungen über die Verbreitung von Morphotypen und ihre Deutung als Dimorphenpaare.

Vorkommen: Allen genannten Arten ist ein Vorkommen im unteren Apt, vielen davon in der *Deshayesites weissi/Prochelonicerasalbrechtiaustriae*-Zone gemeinsam.

Ancyloceras (Kutatissites) niongalense (KRENKEL, 1910), forma B
Taf. 2, Fig. 1–2

1910 *Crioceras niongalense*, KRENKEL: 227, Taf. 22, Fig. 11
1910 *Crioceras* sp. KRENKEL: 228
1914 *Crioceras* sp. ZWIERZYCKI: 78, Taf. 10, Fig. 5

Material: 4 Bruchstücke

Abmessungen:	Wh	Wb	Wb/Wh	Rippenzahl/Wh-Segment
1982 XX 63	64	59	0,92	7 (3 Haupt- : 4 Zw. Rippen)
1982 XX 62	max. 62	50	0,81	7 (4 Haupt- : 3 Zw. Rippen)
	min. 43	38	0,88	
1982 XX 64	max. 48	41	0,85	7 (3 Haupt- : 4 Zw. Rippen)
	min. 39	35	0,89	

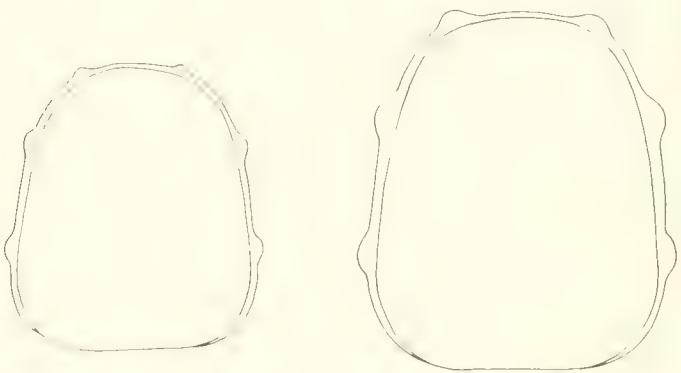


Abb. 9: *Ancyloceras (Kutatissites) niongalense* (KRENKEL), forma B
Windungsquerschnitte vom Endbereich der helicoiden Anfangsspirale bei Wh 39 und 48 mm; BSP 1982 XX 64.

Bemerkungen: Abgesehen von der durchwegs schwacheren Ausbildung des Umbilikalknotens ist der Berippungsmodus nahezu identisch mit dem der forma A. Charakteristisches Unterscheidungsmerkmal ist der in allen Wachstumsstadien schlankere, hochovale Windungsquerschnitt mit Werten um 0,8–0,9 (Wb:Wh) gegenüber Werten über 1,0 bei der massiveren forma A. Das Nebeneinander beider Morphotypen bei annähernd gleicher Häufigkeit legt eine Deutung als Dimorphenpaar nahe.

Beim Vergleich mit anderen Vertretern dieses Formenkreises zeigt *Kutatissites helicocerondes* (Eristavi) die engsten Beziehungen. Läßt man den Aufrollungsmodus der Anfangsspirale unberücksichtigt, so weisen *Pseudocrioceras coquandi imerica* (Rouch.), die Gruppe des *P. waageni* (Anthula) – *P. waageni sapitschkiense* (Rouch.), *A. paquieri* Kilian & Reboul und *P. lobjanidzei* Kakabadzi größere Ähnlichkeit auf. Nach der asymmetrischen Anordnung der Knoten und Rippen und der geringfügig aus der Ebene herauslaufenden Aufrollung durfte das bei Dimitrova (1967, Taf. 25, Fig. 2) unter *A. coquandi imerica* (Rouch.) abgebildete Windungsbruchstück eine helicoide Anfangsspirale besessen haben. Mit dem vorliegenden Material nahezu identische Reste bildete Douvillé (1916: 111, Taf. 14, Fig. 1–5) unter *Crioceras hammatoptychum* Uhlig vom nördlichen Sinai ab.

Abb. 10: *Ancyloceras (Kutatissites) niongalense* (Krenkel), forma B
Windungsquerschnitte vom Übergangsbereich zum Schaft bei Wh 43 und 62 mm; BSP 1982 XX 62.

Uhlig's Holotyp aus den Wernsdorfer Schichten unterscheidet sich durch eine weitständigere Berippung (Rippenindex 5–6). Nicht zu *P. hammatoptychum* Uhlig gehört der von Dimitrova (1967: 67, Taf. 31, Fig. 4) abgebildete Rest aus dem oberen Barrême Bulgariens.

Vorkommen: Allen diesen genannten Arten ist ein Vorkommen im unteren Apt, vielen davon in der *Deshayesites weissi/Procheloniceras albrechtiaustriae*-Zone gemeinsam.

Gattung *Tropaeum* Sowerby, 1837

Tropaeum sp.
Taf. 4, Fig. 3

Ein noch vollständig gekammertes Bruchstück eines äußeren Umgangs entspricht sowohl im gerundet subtrapezoedrischen Windungsquerschnitt als auch in der weitständigen Berippung gut den Verhältnissen bei *Tropaeum bowerbanki* Sowerby (vgl. Casey 1960: Taf. 5, Fig. 1; Sinzow 1905: Taf. 16 oder Drushchitz & Kudryavtsev 1960: Taf. 37). Diese weitstandige Berippung tritt bei den meisten Ancyloceratinae erst auf dem terminalen Wohnkammerhaken auf,

dann häufig mit einem viel breiteren Windungsquerschnitt und meist auch mit einer erneuten Anlage von Knoten. Das gilt für alle bislang von Niongala beschriebenen Gattungen und Untergattungen (*Ancyloceras*, *Adouliceras*, „*Pseudocrioceras*" oder *Kutatissites*). Nur die wieder aufgerollten Vertreter von *Tropaeum*, *Australiceras* und *Ammonitoceras* (vgl. *Ammonitoceras uceticic* Dumas aus dem unteren Apt Südfrankreichs) entwickeln im Endstadium der Spirale eine derartige Skulptur, aber auch hier meistens mit Knoten bzw. der Andeutung von Knoten.

Abmessungen:	L	Wh	Wb	Wb/Wh	Rippenindex
1982 XX 78	150	max. 58	51	0,88	2
		min. 53	46	0,87	

Abb. 11: *Tropaeum* sp.
Windungsquerschnitte eines äußeren Umgangs bei Wh 52 und 57 mm; BSP 1982 XX 78.

Vorkommen: *Tropaeum bowerbanki* ist in NW-Europa vor allem für das höhere Unterapt typisch. In der südlichen UdSSR scheinen Vertreter dieser Gruppe aber bereits im tiefsten Apt (Drushchitz & Kudryavtsev 1960: 293) und Vertreter von *Australiceras* (*A. simbirskense*, *A. apticum* u. a.) in der *Deshayesites deshayesi*-Zone vorzukommen.

Familie Douvilleiceratidae Parona & Bonarelli, 1897
Unterfamilie Cheloniceratinae Spath, 1923
Gattung *Procheloniceras* Spath, 1923

Procheloniceras hennigi n. sp.
Taf. 4,Fig. 4–5

Holotypus: BSP 1982 XX 60; ein gekammertes, unvollständiges Exemplar mit Spuren eines weiteren Umganges.

Derivatio nominis: Nach Edwin Hennig, Pionier und langjährigem Erforscher des Mesozoikum von Tanzania.

Locus typicus: kurzes Seitentälchen ca. 100 m südlich des Mbwemkuru River, Niongala-Plateau; vermutlich Fundort Nr. 5 der Tendaguru-Expedition (JANENSCH & HENNIG, 1914: 5); Sheet 283/2 Mtapaya, 5 35; 89 41 (ca. 39°19′ E; 9°35′ S).

Stratum typicum: Kalksandsteinbänke des tieferen Apt.

Material: Außer dem Holotyp noch zwei größere Windungsbruchstücke.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	U	Wb/Wh
1982 XX 60	147	50 (0,34)	81 (0,55)	67 (0,46)	1,6
1982 XX 61	–	41	78		1,9

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Prochelomiceras* ähnlich *P. albrechtaustriae* (HOHENEGGER) mit folgenden Unterschieden: weitnabeliger (0,46 gegenüber nur 0,35); Windungsquerschnitte insgesamt breiter und noch stärker abgeflacht; gleichmäßigere Berippung mit schwächeren Knoten, die bereits in einem früheren Wachstumsstadium reduziert werden.

Bemerkungen: Die vorliegenden Bruchstücke zeichnen sich durch außergewöhnlich gedrungene, breite Windungsquerschnitte aus (Wb/Wh 1,6); sie übertreffen darin selbst den von UHLIG (1883: Taf. 23, Fig. 6) abgebildeten Querschnitt von *P.* aff. *amadei*. Von *P. amadei*

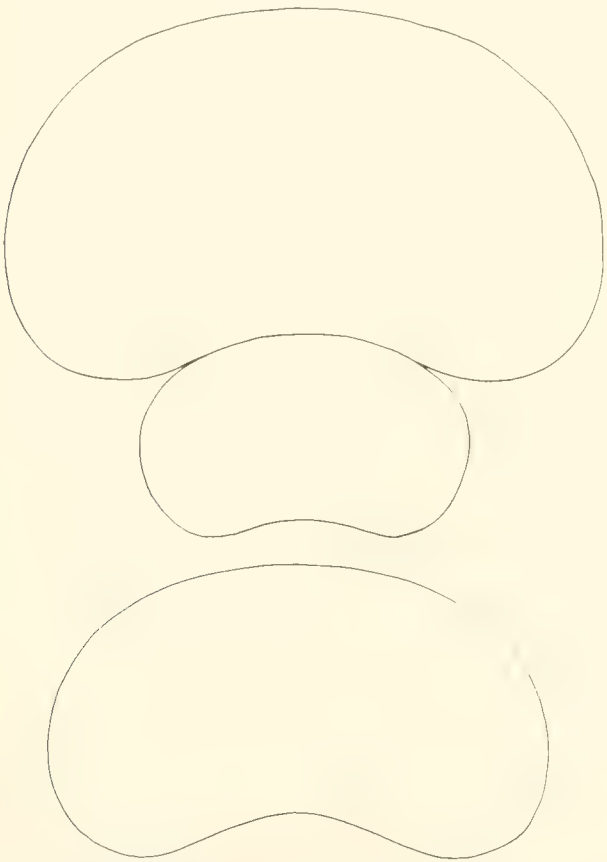


Abb. 12: *Prochelonicerashennigi* n. sp.
Windungsquerschnitte bei Wh 45, BSP 1982 XX 60 und bei Wh 32, BSP 1982 XX 61.

Uhlig - einer noch evoluteren Art (U = 0,48) unterscheidet sich *P. hennigi* in der Ausbildung weitaus kräftigerer Knoten bis in mittlere Wachstumsstadien, insbesondere der leicht rückwärts gerichteten kräftigen Lateralknoten).

In diesem Merkmal wie in der Ausbildung der Skulptur insgesamt steht *P. hennigi* der mediterranen Art *P. albrechtiaustriae* (Hohenegger) (Synon. in Vašíček, 1972: 67) näher, bei folgenden Unterschieden: Haupt- und Schaltrippen sind bereits in einem sehr frühen Stadium annähernd gleich stark und gleich lang entwickelt. Die Ausbildung von Knoten auf den Hauptrippen ist unregelmäßiger; einem bei *albrechtiaustriae* relativ regelmäßigen Wechsel von je einer Hauptrippe mit einer Schaltrippe steht zumindest in mittleren Großenstadien eine sehr viel variablere Folge mit bis zu vier zwischengeschalteten Schaltrippen gegenüber. Die Knoten verschwinden bei *P. hennigi* früher, wobei der Umbilikalknoten als schwache Rippenverdickung wie üblich länger als der Lateralknoten durchhält.

Ganz abweichend ist die weitaus größere Nabelweite bei *P. hennigi* (U = 0,46 gegenüber nur 0,35) und der stark abgeflachte, nierenförmige Windungsquerschnitt während des gesamten Wachstums. *P. sporadicum* (Rouchadzé), eine ebenfalls sehr weitnabelige Form (0,48) aus dem unteren Apt des Kaukasus und Bulgariens, hat nur schwach entwickelte Knoten.

Größere Übereinstimmungen sowohl in der Ausbildung der Berippung als auch im breiten, gedrungenen Querschnitt weist das von Zwierzycki unter *Acanthoceras rauffi* (1914: 75, Taf. 7, Fig. 12–13, beschriebene Stück auf. Leider ist sein Fundpunkt unbekannt. Das von Zwierzycki angenommene Alb-Alter ist sicherlich falsch.

Vorkommen: *P. albrechtiaustriae, P. stobieckii* d'Orbigny, *P. amadei* und *P. sporadicum* sind typische Vertreter des tieferen Unterapt.

Familie Deshayesitidae Stoyanow, 1949
Gattung *Deshayesites* Kazansky, 1914
Untergattung *Kuntziella* Collignon, 1962

Deshayesites (Kuntziella) cf. *kuntzi* Collignon, 1962
Taf. 4, Fig. 2a, b

vgl. 1962 *Deshayesites (Kuntziella) kuntzi,* Collignon: 64, Taf. 240, Fig. 1033–1035

Material: Ein Windungsbruchstück (BSP 1982 XX 79)

Abmessungen: Wh 26, Wb 17 Wb/Wh 0,65

Bemerkungen: Sehr evolut; hochmundiger Querschnitt, extern leicht abgeflacht; größte Breite intern nahe der Flankenmitte. Relativ breite, rectiradiate und nahezu geradlinig verlaufende Rippen, teils im Bereich der Flankenmitte aufspaltend, teils mit kurzen, erst im äußeren Flankendrittel einsetzenden Sekundärrippen alternierend. Extern alle Rippen verbreitert und annähernd gleich stark entwickelt.

Abb. 13: *Deshayesites (Kuntziella)* cf. *kuntzi* Collignon
Windungsquerschnitt bei Wh 25 mm; BSP 1982 XX 79.

In allen diesen Merkmalen entspricht das einzige, stark angewitterte Windungsbruchstück am besten dem bisher nur aus dem Unterapt von Madagascar beschriebenen *D. (K. kuntzi.* Der nahezu geradlinige Verlauf der Rippen, ohne daß es auf der Externseite zu dem sonst üblichen, mehr oder minder deutlich vorwärts gerichteten Bogen kommt, die starke Verbreiterung der Rippen auf der Externseite und die insgesamt sehr einheitlich wirkende, dichte Berippung unterscheidet den ostafrikanischen Vertreter von anderen grobrippigen Arten der Gattung *Deshayesites,* wie *D. involutus* Spath, *D. euglyphus* Casey, *D. consobrinus* (d'Orb.) oder *D. consobrinoides* (Sinzow). Die Erhaltung als Steinkern in einem groberen Kalksandstein macht einen Vergleich mit den meist in Schalenerhaltung vorliegenden südrussischen und europäischen Arten schwierig.

Vorkommen: *D. (K.) kuntzi* stammt nach Collignon aus dem unteren Apt; alle weiteren, oben genannten Arten kommen im tieferen Apt *(forbesi-, deshayesi-*Zone) vor.

Altersstellung der Fauna

Die meisten Arten von Niongala sind aus dem südeuropäischen Unterapt bekannt oder stehen zumindest dort typischen Arten sehr nahe. Das gilt besonders für die südliche UdSSR (vgl. Kakhadzi 1933, Druschchitz & Kudryavtsev 1960, Fristajl 1955, Kakabadze 1981), mit der diese engen Beziehungen – wie an jüngeren Faunen von Mozambique gezeigt (Förster 1975: 254) werden konnte – auch noch im höheren Apt bestehen. Die Mehrzahl der Arten von Niongala spricht für eine Parallelisierung der Niongala-Schichten mit der *Deshayesites weissi-Prochelonoceras albrechtaustriae* Zone. Interessant ist die relative Häufigkeit von *Ancyloceras (Kutatissites)* Kakabadzi mit einem helicoiden Anfangsstadium. Die große Seltenheit im westeuropäischen Bereich – bislang nur von Südfrankreich (Thieuloy, 1976) bekannt – bedürfte einer Überprüfung (vgl. S. 63). Ammoniten führende Schichten gleichen Alters sind von Ostafrika bislang nur von Somalia (Tavani, 1949: 128) am Oberlauf des Scebeli River bekannt (u. a. mit *Deshayesites weissi, Ancyloceras* cf. *matheronianum* und Chelonioceraten) und aus Südafrika von Zululand (Kennedy & Klinger, 1975: 274, Abb. 11 = Aptian 1) mit Resten von *Prochelonoceras, Ancyloceras* und *Kutatissites* (Klinger & Kennedy, 1977: 219, Abb. 1A–B, 18B, 79D). Chalala in Süd Mozambique (Förster, 1975: 17) ist jünger und gehört ins höhere Unterapt. Auf Madagascar lieferte die Zone des *Deshayesites (Kuntziella) kuntzi* (S. 68) nur den *Lytoceras schlossen* (Krenkel) vergleichbaren *L. bellseptatiforme* Collignon (vgl. S. 57) und *Protetragonites crebrisulcatus* Uhlig (vgl. Förster, 1975: 145), jedoch keine Ancyloceraten. Annähernd gleich alt dürften auch die von Douvillé (1916: 85) als höheres Barrême – Apt angesprochenen Schichten von Bir Lagama (Moghara-Massiv) von Sinai (Ägypten) sein.

Die Fauna von Niongala belegt, daß die in ganz Ostafrika nachgewiesene Apt-Transgression südlich des Mbwemkuru River über die älteren Unterkreide-Transgressionen (oberes Valangin, Hauterive) hinaus weit nach Westen bis in den Bereich des Tendaguru hin vorstieß. Ausmaß und Dauer sind wegen der großflächigen Erosion seit der höheren Kreide in diesem Gebiet nicht rekonstruierbar.

Danksagung

Für die Einladung und die großzügige Hilfe bei Vorbereitung und Durchführung der Gelandearbeiten in Süd Tanzania sind wir der Tanzania Petroleum Development Corporation (TPDC) zu großem Dank verpflichtet, insbesondere den Herren Mr. S. Barongo, Managing Director, und Mr. S. J. Ntomola, Chefgeologe, für die Hilfe im Gelände den Herren

C. Massay und E. P. Komba. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die gewährte finanzielle Unterstutzung (R. Forster), der United Nations Industrial Development Organisation (UNIDO), Wien, für organisatorische Hilfestellung (H. Weier).

Schriftenverzeichnis

Aitken, W. G. (1961): Geology and palaeontology of the Jurassic and Cretaceous of southern Tanganyika. – Bull. geol. Surv. Tanganyika **31,** 144 S., 14 Taf.; Dar es Salaam

Casey, R. (1960): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part I. – Palaeontogr. Soc. (Monogr.) **113:** 1–44, Taf. 1–10, 13 Abb.; London

Colligon, M. (1962): Atlas des fossiles caracteristiques de Madagascar. Fasc. 9 (Aptien). – 64 S., Taf. 215–240; Tananarive

— — (1963): ibidem, Fasc. 10 (Albien). – 184 S., Taf. 241–317; Tananarive

Dietrich, W. O. (1914): Die Gastropoden der Tendaguruschichten, der Aptstufe und der Oberkreide im südlichen Deutschostafrika. – Arch. Biont. Berlin **3** (H. 4): 101–153, Taf. 11–13, 5 Abb.; Berlin

— — (1933): Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Tendaguruschichten. – Palaeontographica Suppl. VII, 2. Reihe, Teil II: 1–86, Taf. 1–12; Stuttgart

Dimitrova, N. (1970): Les Fossiles de Bulgarie IV. Crétacé inférieur. Cephalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea). – Acad. Bulgar. Sci. Sofia, 424 S., 93 Taf., 93 Abb.; Sofia

Douvillé, H. (1916): Les terrains secondaires dans le massif du Moghara a l'Est de l'Isthme de Suez. – Mém. Acad. Sci. France **54,** sér. 2, 1–184, Taf. 1–21, 50 Abb.; Paris

Drushchitz, V. V. & Kudryavtsev, M. P. (1960): Atlas of Lower Cretaceous faunas of the northern Caucasus. – 396 S., 149 Taf., 153 Abb., (Moscow University); Moscow

Eristavi, M. S. (1955): Fauna of the Lower Cretaceous of Georgia. – Monogr. Inst. geol. miner. Akad. Nauk. Gruzin. S. S. R. **6,** 224 S., 8 Taf., 25 Abb.; Tbilisi

Fallot, M. P. (1920): Observations sur diverses espèces du Gargasien bathyal alpin et en particulier sur la faune de Blieux. – in: Kilian, W. et al. Contribution à l'étude des faunes Paléocrétacées du Sud-Est de la France. – Mém. Serv. Carte géol. dét. France: 229–266, 3 Taf., 21 Abb.; Paris

Förster, R. (1975): Die geologische Entwicklung von Süd-Mozambique seit der Unterkreide und die Ammoniten-Fauna von Unterkreide und Cenoman. – Geol. Jb., Reihe B, **12,** 324 S., 17 Taf., 81 Abb.; Hannover

Fraas, E. (1908): Ostafrikanische Dinosaurier. – Palaeontographica **55:** 105–144, Taf. 8–12, 16 Abb.; Stuttgart

Hennig, E. (1914): Beiträge zur Geologie und Stratigraphie Deutsch-Ostafrikas. I. Geologisch-stratigraphische Beobachtungen im Küstengebiete des südlichen Deutsch-Ostafrika. – Arch. Biont. Berlin **3** (H. 3): 1–50, 3 Taf., 5 Abb.; Berlin

— — (1916): Die Fauna der deutsch-ostafrikanischen Urgonfazies. – Z. dt. geol. Ges. **68:** 441–476, Taf. 30–32, 1 Abb.; Berlin

— — (1937): Der Sedimentstreifen des Lindi-Kilwa-Hinterlandes. – Palaeontographica Suppl. VII, 2. Reihe, Teil 2: 99–186, Taf. 13–15, 26 Abb.; Stuttgart

Janensch, W. (1914): Bericht über den Verlauf der Tendaguru-Expedition. – Arch. Biont. Berlin **3** (H. 1): 17–58, Taf. 1–6, 17 Abb.; Berlin

— — & Hennig, E. (1914): Tabellarische Übersicht der Fundorte wirbelloser Fossilien im Arbeitsgebiete der Tendaguru-Expedition. – Arch. Biont. Berlin **3** (H.4): 1–6, 1 Abb.; Berlin

Kakabadze, M. V. (1981): The Ancyloceratids of the South of the USSR and their stratigraphical significance. – Trudy geol. Inst. Tbilisi **71,** 196 S., 22 Taf., 31 Abb.; Tbilisi

Kennedy, W. J. & Klinger, H. C. (1975): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. Introduction, Stratigraphy. – Bull. Brit. Mus. nat. Hist. (Geol.) **25:** 265–315, 1 Taf., 12 Abb.; London

— — (1978): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite family Lytoceratidae Neumayr, 1875. – Ann. S. Afr. Mus. **74** (12): 257–333, 53 Abb.; Cape Town

Klinger, H. C. & Kennedy, W. J. (1977): Cretaceous faunas from Zululand, South Africa and southern Mozambique. The Aptian Ancyloceratidae (Ammonoidea). – Ann. S. Afr. Mus. **73** (9): 215–359, 89 Abb.; Cape Town

Krenkel, E. (1910): Die untere Kreide von Deutsch-Ostafrika. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. **23:** 201–250, Taf. 20–23, 19 Abb.; Wien

LANGE, E. (1914): Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Anneliden der Trigonia-Schwarzi-Schicht, nebst vergleichender Übersicht der Trigonien der gesamten Tendaguruschichten. – Arch. Biont. Berlin **3** (4): 191–289, Taf. 15–22; Berlin

PARKINSON, J. (1930): A note on the geology of the country around Tendaguru, Lindi District. – Short Pap. geol. Surv. Tanganyika **6**, 16 S., 6 Abb.; Dar es Salaam

QUENNELL, A. M., MCKINLAY, A. C. M. & AITKEN, W. G. (1956): Summary of the geology of Tanganyika, Part 1. Introduction and stratigraphy. – Mem. geol. Surv. Tanganyika **1**, 264 S.; Dar es Salaam

ROUCHADZÉ, J. (1933): Les ammonites aptiennes de la Géorgie occidentale. – Bull. Inst. géol. Géorgie **1** (3): 165–273, 22 Taf., 54 Abb.; Tbilisi

SINZOW, I. (1905): Über einige evolute Ammonitiden-Formen aus dem oberen Neokom Rußlands. – Mat. Geol. Russ. kais. miner. Ges. **22:** 293–332, Taf. 15–22, 4 Abb.; Petersburg

SPATH, L. F. (1930): On the Cephalopoda of the Uitenhage Beds. – Ann. S. Afr. Mus. **28:** 131–157, Taf. 13–15, 1 Abb.; Cape Town

TAVANI, G. (1949): Fauna malacologica cretacea della Somalia e dell' Ogaden. (Parte Seconda: Gastropoda – Cephalopoda – Conclusioni). – Palaeontographica Italica **45:** 1–76, Taf. 1–11, 4 Abb.; Pisa

THIEULOY, J.-P. (1976): Le genre géorgien *Kutatissites* (Ammonoidea) dans le sud-est francais. – Géologie Alpine **52:** 99–103, 1 Abb.; Grenoble

VAŠIČEK, Z. (1972): Ammonoidea of the Tesin Hradiste Formation (Lower Cretaceous) in the Moravskoslezské Beskydy Mts. – Rozpr. Ustr. ust. geol. **38**, 103 S., 16 Taf., 21 Abb.; Praha

WIEDMANN, J. & DIENI, I. (1968): Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. – Palaeontographica Italica **64:** 1–171, 18 Taf., 101 Abb.; Pisa

ZWIERZYCKI, J. (1914): Die Cephalopodenfauna der Tendaguru-Schichten in Deutsch-Ostafrika. – Arch. Biont. Berlin **3** (4): 7–96, Taf. 1–10, 39 Abb.; Berlin

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Fig. 1–3: *Ancyloceras (Kutatissites) niongalense* (KRENKEL), forma A.
Fig. 1ab: Übergang von helicoider Spirale zum Schaft; laterale und externe Ansicht; BSP 1982 XX 67; ×0,7.
Fig. 2ab: helicoide Anfangsspirale; BSP 1982 XX 70; ×0,7.
Fig. 3ab: Übergang von helicoider Spirale zum Schaft; BSP 1982 XX 66; ×0,7.

Tafel 2

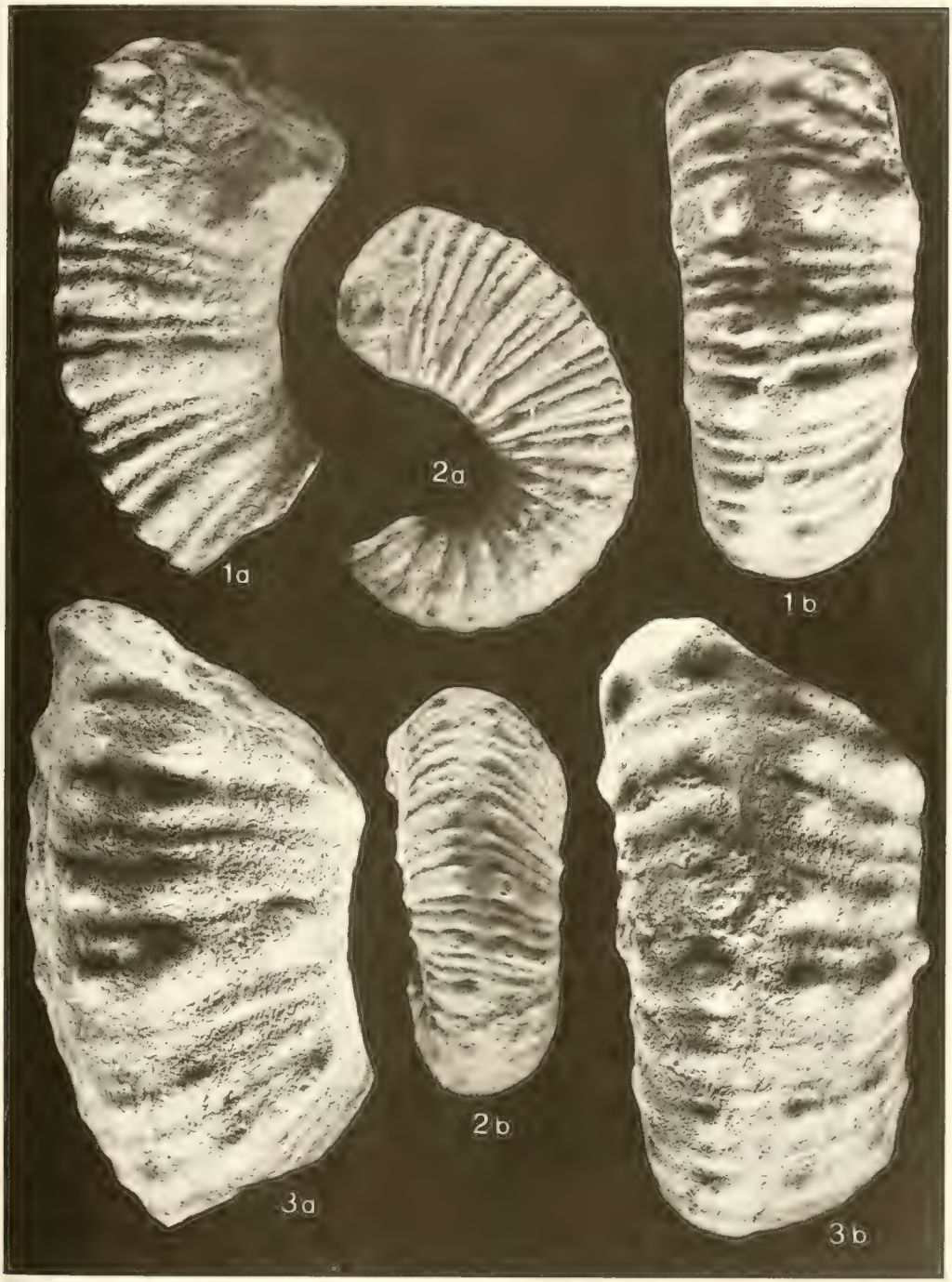
Fig. 1–2: *Ancyloceras (Kutatissites) niongalense* (KRENKEL), forma B.
Fig. 1ab: Übergang von helicoider Spirale zum Schaft; BSP 1982 XX 64; ×0,7.
Fig. 2ab: Übergang zum Schaft; 1982 XX 62; ×0,7.
Fig. 3ab: *Ancyloceras (Adouliceras)* sp.; Schaft; 1982 XX 74; ×0,7.

Tafel 3

Fig. 1ab: *Ancyloceras (Adouliceras)* sp.; BSP 1982 XX 76; ×0,7.
Fig. 2: *Melchiorites cassidoides* (UHLIG); 1982 XX 59; ×0,7.
Fig. 3: *Pseudohaploceras* cf. *matheroni* (D'ORBIGNY); 1982 XX 57; ×0,7.

Tafel 4

Fig. 1: *Ancyloceras (Adouliceras)* sp.; BSP 1982 XX 77; ×0,7.
Fig. 2ab: *Deshaysites (Kuntziella)* cf. *kuntzi* COLLIGNON; BSP 1982 XX 80; natürliche Größe.
Fig. 3: *Tropaeum* sp.; BSP 1982 XX 78; ×0,7.
Fig. 4–5: *Prochelonicerashennigi* n. sp.
Fig. 4: Holotyp, BSP 1982 XX 60; ×0,7.
Fig. 5: Windungsbruchstück, externe Aufsicht; BSP 1982 XX 61; ×0,7.



FÖRSTER, R. & WEIER, H.: Niongala-Schichten

Tafel 1

FÖRSTER, R. & WEIER, H.: Niongala-Schichten

Tafel 2

FÖRSTER, R. & WEIER, H.: Niongala-Schichten

Tafel 3

FÖRSTER, R. & WEIER, H : Niongala-Schichten

Tafel 4

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 23 | 77–81 | München, 30. 12. 1983

Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen 13.[1]) *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., ein neuer Nachweis aus dem Jungtertiär Süddeutschlands

Von Hans-Hermann Schleich*

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Kurzfassung

Ein linkes Dentalebruchstück eines Chamaleons wird als *Chamaeleo bavaricus* sp. nov. beschrieben. Das Fossil stellt den vierten fossilen Nachweis der Gattung *Chamaeleo* und zugleich den bislang jüngsten fossilen Rest davon in Europa dar.

Abstract

An anterior fragment of a left dentale belonging to a chamaeleonid lizard is described as *Chamaeleo bavaricus* sp. nov. from the Middle Miocene locality Sandelzhausen. The fossil seems to be the youngest indication for a chamaeleonid lizard in the Tertiary and the third fossil species.

Einleitung

Berichte über fossile Chamaeleonen gibt es wenige. Nur über zwei fossile Arten der Gattung *Chamaeleo* wurde bislang aus dem Miozän Afrikas und Europas berichtet. Moody & Roček (1980) beschrieben *Chamaeleo* (cf.) *caroliquarti* aus dem „Ottnang" (mittleres bis oberes Burdigal, MN 4 – mittl. Orleanium) von Dolnice/CSSR und aus dem „Eggenburg" (unteres Burdigal, MN 3– unt. Orleanium) von der Lokalität Wintershof/BRD. Hillenius (1978) beschrieb den bislang einzig bekannten afrikanischen Rest eines fossilen Chamaleons (*Chamaeleo intermedius*) aus dem oberen Miozän von Kenia anhand eines Schädelabdruckes.

Nach meiner Bearbeitung (Schleich, 1981) jungtertiärer Schildkröten, insbesondere jener von Sandelzhausen soll nun dieser erste Beitrag über fossile jungtertiäre Squamaten Süddeutschlands die Arbeiten und Kenntnisse zu Herpetofaunen unserer Molasseablagerungen erweitern. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die Finanzierung eines Stipendiums zum Zwecke dieser Untersuchungen aufrichtigst gedankt. Da nach umfangreichen Materialstudien zu den genannten Untersuchungen dieser fossile Chamäleonrest als Unikat vorliegt, wird diese Mitteilung einer zusammenfassenden Bearbeitung der jungtertiären Herpetofaunen Süddeutschlands vorgezogen.

[1]) Nr. 12: Crocodylia (abschließender Bericht). – Diese Zeitschrift, **21:** 81–87; München 1981.

*) Dr. H.-H. Schleich, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Phylogenie, Systematik und Charakteristik der Chamäleonen

Die Chamaleons wurden bislang in einer eigenen Familie (Chamaeleonidae) als Abkömmlinge der Agamen betrachtet, mit denen sie neben den Familien der Leguane (Iguanidae), den Schlangenschleichen (Dibamidae), den Flossenfußern (Pygopodidae) und den Geckos (Gekkonidae) zur Zwischenordnung der Geckoartigen (Gekkota) in die Unterordnung der Echsen (Sauria) gestellt werden.

Als möglichen Chamaleon-Vorläufer betrachtet Estes (1983) *Anqumgosaurus* Hou 1976 aus dem Paleozän von China. Die Chamaleonen unterscheiden sich durch viele Eigenarten von den übrigen Echsenfamilien. Neben dem sprichwörtlichen Farbwechsel besitzen sie voneinander unabhängig bewegliche Augen, eine Schleuderzunge, greifzangenartige Anordnung der Zehen mit Haftorganen (s. Schleich & Kastle, 1979) an den Fußsohlen und am Greifschwanz.

Zur Odontologie des Gemeinen Chamaleons schreibt Kluver (1981: 220): „Pterygoide unbezahnt, ihre distalen Enden bilden einen großen, senkrecht stehenden flügelartigen Fortsatz. Im Gegensatz zu den Angaben bei Parker (1881) und Gadow (1901), aber in Einklang mit denen bei Siebenrock (1893), trägt das Praemaxillare zwei Zähne. Maxillare und Dentale tragen jeweils 18–19 acrodonte, tricuspide Zähne. Der Unterkiefer besteht aus fünf Einzelknochen, nämlich Dentale, Coronoid, Angulare, Surangulare und Articulare. Nach Siebenrock (l. c.) sind die zwei letztgenannten Knochen bei adulten Individuen verschmolzen."

Das europäische Chamaleon erreicht eine Gesamtlänge von ca. 30 cm. Es lebt überwiegend arborikol bis terrestrisch, wo es zuweilen eigene Bodenhöhlen gräbt.

Die Nahrung der Chamäleonen besteht aus Insekten, kleinsten Wirbeltieren und seltener vegetarischem Zusatz.

Systematische Beschreibung

Chamaeleonidae Gray 1825
Chamaeleo Linnaeus 1759

Chamaeleo bavaricus sp. nov.
Abb. 1, Taf. 1, Fig. 1

Material und Holotypus: ein linkes Dentalefragment; BSP 1959 II 2066;
Locus typicus: Sandelzhausen bei Mainburg
Stratum typicum: unteres Astracium, MN6
Derivatio nominis: bavaricus = bayerisch, als fossiles Chamäleon aus bayerischen Molasseablagerungen

Diagnose: Typisch chamaeleonide, acrodonte Bezahnung. In der odontologischen Ausbildung übereinstimmend mit rezenten Chamäleonen der Gattung *Chamaeleo* (s. Abb. 2). Die ersten beiden Zähne sind ohne zusätzliche Spitze ausgebildet, der 3. und 4. Zahn zeigt bereits eine zweite posteriore Zahnspitze und ab dem 5. Zahn ist eine deutliche Dreispitzigkeit erkennbar. Symphyse und Meckel'scher Kanal sind schwach entwickelt.

Beschreibung: Von dem Dentalefragment ist nur das vordere linke, 2 mm lange Bruchstück vorhanden. Es reicht von der Symphyse bis zum Hinterrand des 6. Zahnes.

Der erste Zahn ist klein und monocuspid, ebenso der etwas größere zweite, dessen Spitze leicht nach hinten gekrümmt erscheint. Mesiodistal verläuft ein abgeflachter Grat über den Zahn. Mit zunehmendem Zahnverlauf wird neben dem ersten monocuspiden, dem zweiten abgeflachten Zahn, nun ab dem dritten Zahn ein zweiter posteriorer Zahnhöcker erkennbar, der ab dem vierten Zahn bereits deutlich ausgebildet ist. Ab dem fünften und inclusive des sechsten

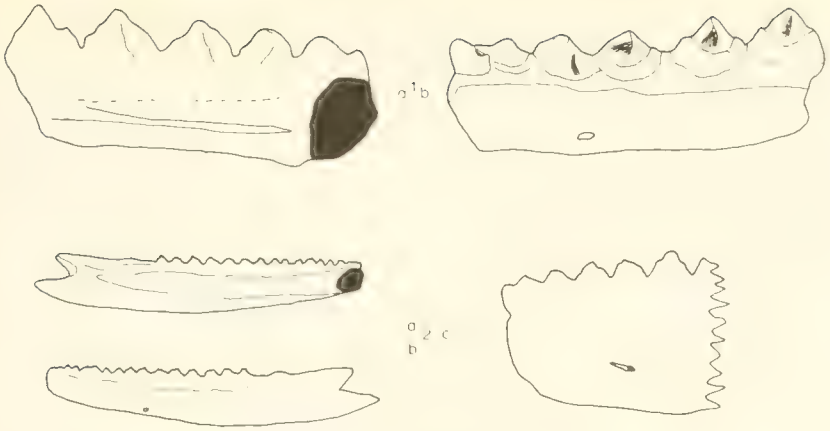


Abb. 1: *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., BSP 1959 II 2066, Dentalefragment links
a) lingual, b) labial

Abb. 2: *Chamaeleo hoehneli* STEINDACHNER, rezentes Beispiel zum Vergleich des chamäleonischen Bezahnungstyps
a) lingual, b) labial, c) Vergleichsbruchstück

angebrochenen Zahnes ist eine abgeschwächte tricuspide Ausbildung vorhanden. Labial ist der zentrale Zahnteil ausgebaucht, lingual eher abgeflacht. Laterobasal ist zwischen dem dritten und vierten Zahn ein kleines Foramen ausgebildet.

Vergleich: Von *Chamaeleo caroliquarti* unterscheidet sich das Sandelzhausener Exemplar durch die weniger stark protuberierte Symphyse, einen viel schwächer ausgebildeten Meckel'schen Kanal sowie durch eine deutlicher ausgeprägte tricuspide Bezahnung. *Chamaeleo caroliquarti* erscheint mir in seiner Bezahnung noch viel primitiver und agamoider als *Chamaeleo bavaricus*. Bei *Chamaeleo caroliquarti* liegt das erwähnte Foramen zwischen drittem und viertem Zahn deutlich höher als bei der neuen Art. Bei einem rezenten *Chamaeleo pumilus* betrug der Abstand vom Dentalevorderende bis hinter den 6. Zahn vergleichsweise 2,5 mm.

Palökologische Interpretation des Fossilfundes analog rezenten Formen

Letztlich ist nicht entschieden, ob das Gemeine Chamaleon in Europa anthropogen eingeschleppt oder als Reliktvorkommen zu betrachten ist. Jedoch erscheint mir sein Vorkommen für einen ökologischen Vergleich bzw. einer palökologischen Interpretation aufgrund seiner aktiven, d. h. sich selbst erhaltenden Populationen möglich.

Die rezente Verbreitung von Chamaeleonen umfaßt Afrika, südlichste Teile Südeuropas sowie Gebiete Süd- und Südwestasiens. Von Südeuropa nennt KLAVER (1981) Fundorte in Südspanien im westlichen Mittelmeergebiet und Lokalitäten in Sizilien, Malta, Südpeloponnes und Kreta im zentralen und östlichen Mediterranbereich. Diese zugleich nördlichsten Verbreitungsgrenzen werden als die niedrigsten ökologisch-klimatologischen Existenzbedingungen für ein Vorkommen der Gattung betrachtet und indizieren so näherungsweise das Pessimum für ein Vorkommen von Chamaeleonen, was ich für eine paläoklimatologische Deutung ebenfalls als Grenzwert heranziehen möchte.

In Europa ist das Gemeine Chamäleon auf Küstenregionen im litoralen Sanddünenbereich und auf Küstenwälder beschränkt. Nach KOPPEN & GEIGER (aus MÜLLER, 1980) liegen diese re-

zenten Verbreitungsareale im Bereich der Cs-Klimazone. Die nordafrikanisch-circummediterrane Klimazonierung im Verbreitungsgebiet von *Chamaeleo* wurde bereits ein Csa bzw. Bsh oder Bwh-Klima fordern. Nach MÜLLER (1980: XII) wird als Cs-Klima ein warmgemäßigtes Regenklima betrachtet, wobei die Mitteltemperatur des kaltesten Monats zwischen 18 °C und −3 °C, die des warmsten Monats über 10 °C liegt. Als das „Abgrenzungskriterium s" bezeichnet er „sommertrocken" mit mindest dreimalig haufigerem Niederschlag im regenreichsten Monat der kalten Jahreszeit gegenuber dem regenarmsten der warmen Jahreszeit. SCHLEICH (1982: 75–77) fordert fur Lokalitaten mit Vorkommen fossiler Riesenschildkroten der Gattung *Geochelone* analog der rezenten Verbreitung der Gattung ein Bs bzw. Aw bis Af-Klima, so daß eine Unterschreitung von Temperaturen unter den Null-Punkt auch zur kaltesten Jahreszeit nicht zu erwarten ist. „Leider" liegen noch keine Werte über die Letaltemperatur oder kritische Minimaltemperatur bei Riesenschildkroten vor, jedoch durften diese nach eigenen Erfahrungen kaum fur langere Zeit unter 10 °C liegen. Folglich ließen sich als palaoklimatische Interpretation fur die Herpetozonosen der Fundstelle Sandelzhausen und so mit dem Vorkommen des fossilen Chamaleons etwas warmere Mediterranbedingungen als dies heute der Fall ist, annehmen.

Literaturverzeichnis

ESTES, R. (1983): Sauria terrestria, Amphisbaenia. Handbuch der Paläoherpetologie (Hrsg. P. Wellnhofer) Teil 10 A. XXII, 245 S.; Stuttgart (G. Fischer).

GADOW, H. (1901): Amphibia and Reptiles. – The Cambridge Natural History; London.

HILLENIUS, D. (1978): Notes on Chamaeleons IV. A new chamaeleon, from the Miocene of Fort Ternan, Kenya (Chamaeleonidae, Reptilia). – Beaufortia **28:** 9–15.

KLAVER, J. (1981): Chamaeleonidae – Chamäleons. Handbuch der Reptilien und Amphibien Europas (Hrsg. W. Böhme) Bd. 1, Echsen I: 520 S.; Wiesbaden.

MOODY, S. & ROČEK, Z. (1980): *Chamaeleo caroliquarti* (Chamaeleonidae, Sauria): a new species from the Lower Miocene of central Europe. – Věst. Ustř. ust. geol., **55** (2): 85–92; Prag.

MÜLLER, M. J. (1980): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. – **5:** 1–346; Trier.

PARKER, W. K. (1818): On the structure of the skull in the chamaeleons. – Trans. Zool. Soc. London, **11:** 77–105; London.

SCHLEICH, H.-H. (1981): Jungtertiäre Schildkröten Süddeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **48:** 1–372; Frankfurt.

SCHLEICH, H.-H. (1982): Jungtertiäre Schildkrötenreste aus der Sammlung des Naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Augsburg. – Ber. Nat.-wiss. Ver. Schwaben, **86** (3/4): 42–88; Augsburg.

SCHLEICH, H.-H. & KÄSTLE, W. (1979): Hautstrukturen als Kletteranpassungen bei *Chamaeleo* und *Cophotis* (Reptilia: Sauria: Chamaeleonidae, Agamidae). – Salamandra, **15** (2): 95–100; Frankfurt.

SIEBENROCK, F. (1893): Das Skelett von *Brookesia superciliaris* KUHL. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, **102:** 71–118; Wien

Tafel 1

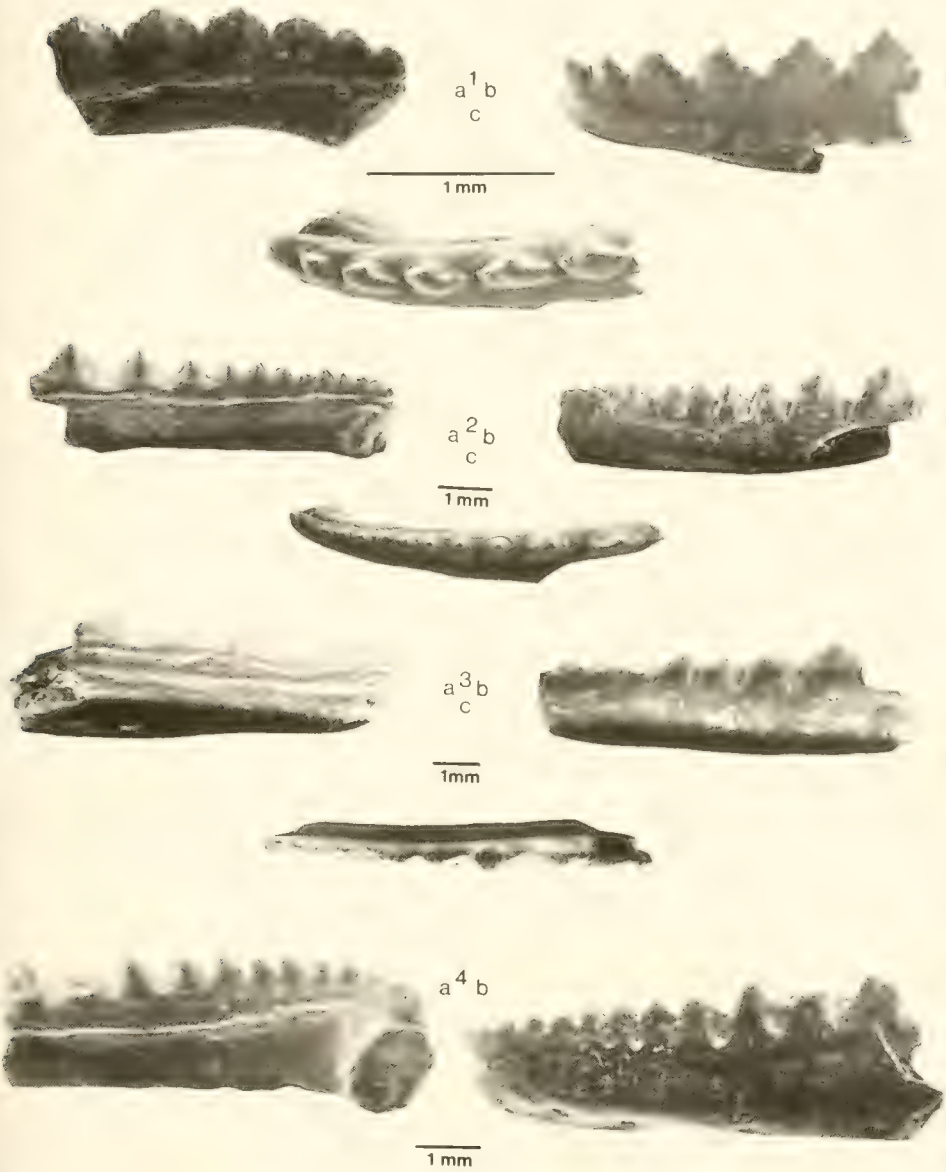
Fig. 1: *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., linkes Dentalefragment; (Astaracium, MN 6), Sandelzhausen. Holotypus, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie u. hist. Geologie, München (BSP 1959 II 2066).
a) lingual, b) labial, c) oclusal, REM-Aufnahme, 53×.

Fig. 2–4: *Chamaeleo* cf. *caroliquarti* MOODY & ROČEK, Untermiozän (unt. Orleanium, MN 3), Wintershof. Originale zu MOODY & ROČEK (1980): Bayerische Staatssammlung für Paläontologie u. hist. Geologie, München.
Linke Dentale:

Fig. 2: BSP 1937 II 19603, a) lingual, b) labial, c) oclusal; REM-Aufnahme, 16×.

Fig. 3: BSP 1937 II 19602, a) lingual, b) labial, c) oclusal; REM-Aufnahme, 15×.

Fig. 4: BSP 1937 II 19601, a) lingual, b) labial; REM-Aufnahme, 20×.



SCHLEICH, H.-H.: *Chamaeleo bavaricus* sp. nov. Tafel 1

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 23 | 83–93 | München, 30. 12. 1983

Die mittelmiozäne Wirbeltierfauna vom Steinberg (Nördlinger Ries) Eine Übersicht

Von Elmar P. J. Heizmann und Volker Fahlbusch*)

Mit 1 Tafel

Kurzfassung

Die Wirbeltierfauna aus dem Travertin vom Steinberg im Nördlinger Ries wird im Überblick dargestellt. Eine kommentierte Faunenliste wird gegeben. Neben Fischen, Amphibien, Reptilien und Vögeln umfaßt die Fauna 22 Säugetierarten, bei denen es sich mit Ausnahme von zwei kleinwüchsigen Artiodactylen ausschließlich um Kleinsäuger handelt. Das Alter der Fauna kann auf unteres Astaracium (MN 6) eingeengt werden. Die Bedeutung der Fauna liegt darin, daß zahlreiche Arten nicht nur durch isolierte Zähne, sondern auch durch unverdrückte Schädel, Mandibeln und postcraniale Elemente belegt sind. Die Zusammensetzung und Ökologie der Fauna sowie die Genese der Fundstelle werden diskutiert.

Abstract

The vertebrate fauna from the travertine of the Steinberg locality (Nördlinger Ries, Southern Germany) is outlined. An annotated faunal list is given. In addition to fishes, amphibians, reptiles, and birds the fauna contains 22 mammalian species, whereof two represent small artiodactyles, the others exclusively micromammals. The age of this fauna can be determined as lower Astaracian (MN 6). The fauna is especially important by the excellent preservation of its fossils (complete skulls, mandibles, and postcranial elements). The composition and ecology of the fauna are discussed as well as the origin of the deposit.

Einleitung

Die Diskussionen um die Entstehung der beiden im Grenzbereich der Schwäbisch-Fränkischen Alb bzw. auf der Schwäbischen Alb gelegenen Krater des Nördlinger Rieses und des Steinheimer Beckens haben für viele Jahrzehnte die geologische Literatur erfüllt. Heute werden beide Krater mit guten Gründen für Einschlagskrater gehalten (Shoemaker & Chao 1961, Groschopf & Reiff 1966). Ihre räumliche Nähe (direkte Distanz ca. 30 km) und manche Überein-

*) Dr. E. P. J. Heizmann, Staatliches Museum für Naturkunde, Arsenalplatz 3, D-7140 Ludwigsburg. Prof. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

stimmungen im geologischen Aufbau ließen schon früh die Vermutung nicht nur einer gleichartigen, sondern auch einer mehr oder weniger gleichzeitigen Entstehung aufkommen. Dabei wurde die tertiäre Sedimentfüllung und ihr Fossilinhalt immer wieder als gewichtiges Argument für die Gleichaltrigkeit, ja sogar für eine mögliche gleichzeitige Entstehung durch ein und dasselbe Ereignis ins Feld geführt. Nun hat zwar das Steinheimer Becken eine reiche Gastropodenfauna (vgl. z. B. Kranz et al. 1924, Mennink 1967) und insbesondere eine außergewöhnlich vielfältige Wirbeltierfauna (u. a. Fraas 1870, Heizmann 1973) geliefert, aus dem Ries dagegen kennt man wohl mehrere Gastropodenvorkommen (vgl. Bolten 1977), doch bieten sich diese Gastropoden einerseits wegen offenbarer ökologischer Unterschiede der beiden Kraterseen, andererseits aber auch wegen ihrer generell geringeren Eignung für feinstratigraphische Einstufungen nur sehr bedingt für diesbezügliche Vergleiche an.

Wirbeltierreste dagegen sind – anders als für das Steinheimer Becken – aus dem Ries nur sporadisch bekannt geworden. Eine Ausnahme bilden lediglich die Vögel, von denen von verschiedenen Fundpunkten (Adlerberg, Goldberg, Hahnenberg, Klein-Sorheim, Lierheim, Steinberg [= Spitzberg], Wallerstein) mit Skelettresten, Federabdrucken, Eiern und ganzen Nestern so reiches Material vorliegt, daß Ballmann (1979: 53) vom Ries als „einer der bedeutendsten Fundstätten miocäner Vögel in Europa" sprechen kann.

Fischreste, und zwar vor allem Schlundzähne und Otolithen, aber auch Wirbel und andere isolierte Skelettelemente kennt man vereinzelt aus Kernen verschiedener Bohrungen, z. B. Bohrungen von Deffner und Fraas 1858–59, Forschungsbohrung Nordlingen 1973, Bohrung Wörnitzostheim (Hofmann 1969), sowie aus den beim Bau der Kläranlage Wemding aufgeschlossenen Seetonen und vom Goldberg (Deffner 1870, Bolten 1977, Dehm in Dehm et al. 1977).

Amphibien- und Reptilreste sind unter den Wirbeltierfunden aus dem Ries selten. Bisher sind solche nur vom Goldberg beschrieben worden (Seemann 1941, Bolten 1977).

Die erste Erwähnung von miozänen Säugerresten aus dem Ries geht auf Schlosser (1884) zurück, der einige Nager- und Lagomorphenreste vom Spitzberg und vom Hahnenberg beschrieb und abbildete. Von Schröder & Dehm (1950: 103) wird der Fund einer Mandibel von *Lagomeryx parvulus* aus dem (nicht mehr existierenden) Steinbruch unter dem Gipfel des Steinbergs erwähnt. Weitere Funde melden dann noch Seemann (1941) und Bolten (1977) vom Goldberg. Ferner liegen in der Sammlung des Naturhistorischen Museums Basel einige inedite Stücke mit den Fundortbezeichnungen Appetshofen und Oettingen. Zu diesen Vorkommen kommt die nachfolgend im Überblick vorgestellte Fauna des Steinbergs hinzu.

Entdeckung und Lage der Fundstelle

Der Steinberg (frühere Bezeichnung: Spitzberg) ist einer der sogenannten „Inselberge" im Nördlinger Ries, die so bezeichnet werden, weil sie sich wie Inseln über den heutigen, mehr oder weniger ebenen Kraterboden erheben und weil sie wohl auch zur Zeit des tertiären Kratersees zumindest zeitweise als tatsächliche Inseln über den Wasserspiegel aufragten. Er liegt im südöstlichen Teil des Rieses, etwa 1 km NE der Ortschaft Appetshofen (Gradabteilungsblatt 7119 Deiningen; r 98000, h 10740), ragt etwa 70 m über die Riessohle und ist wie andere dieser Ries-Inselberge mit einer Kappe aus tertiärem Süßwasserkalk bedeckt.

Im Sommer 1969 entdeckte M. Wolff (Bochum) bei Geländearbeiten zu seiner Dissertation (Wolff & Fuchtbauer 1976) an diesem Hügel Süßwasserkalk mit Fossileinschlüssen. Ein Handstück, das er einem der Verfasser (E. H.) vorlegte, war gespickt mit Kleinsäugerresten, die durch die natürliche Verwitterung teilweise freipräpariert waren. Eine Nachsuche erschien daher unbedingt lohnend. Bei einer zusammen mit M. Wolff durchgeführten Besichtigung der Lokalität ergab sich folgende Situation: Auf dem Gipfel des Steinbergs war kurz zuvor ein Was-

serreservoir gebaut worden, und die zu diesem Zweck abgesprengten Süßwasserkalke hatte man einfach auf allen Seiten die ziemlich steilen Flanken des Hügels hinunterrollen lassen, so daß die Hänge mit größeren und kleineren Kalkbrocken übersät waren. Eine intensive Nachsuche führte am Südwesthang zum Fund eines fast 1 m^3 großen, extrem fossilreichen Kalkblocks sowie einiger kleinerer fossilführender Stücke in seiner unmittelbaren Nähe, wohingegen sich die zahlreichen übrigen, auf den Hängen verteilten Gesteinsbrocken als nicht wirbeltierfossilführend erwiesen. Da der große Block für den Transport zu schwer war, wurden von ihm etliche größere Stücke abgeschlagen. Dieses Material wurde zusammen mit den aufgesammelten kleineren Stücken von E. H. an das Naturhistorische Museum Basel gebracht[1]).

Der damalige Leiter der Osteologischen Abteilung dieses Museums, Dr. J. Hürzeler, informierte Herrn Prof. Diehm (München) über die neuentdeckte Fundstelle. Das restliche Material wurde von der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München geborgen. Einige Belege gelangten durch E. H. an das Staatliche Museum für Naturkunde in Stuttgart.

Wegen der außergewohnlichen Härte des travertinartigen, teils sehr dichten, teils aber auch stark porösen Kalksteins, die eine mechanische Präparation nicht zuließ, wurden die Fossilien durch wiederholtes Anätzen mit stark verdünnter Essigsäure (ca. 8 %) gewonnen. Die Tafel zeigt den Ausschnitt eines solchen angeätzten Blocks und demonstriert zugleich die beträchtliche Fossildichte.

Der Fossilinhalt

Wie schon einleitend bemerkt wurde, sind bereits in früherer Zeit am Steinberg Wirbeltierfossilfunde gemacht worden, die in den Sammlungen unter der alten Fundortbezeichnung „Spitzberg" aufbewahrt werden. Eine Schwierigkeit bei der Identifizierung der alten Funde ergibt sich daraus, daß früher nicht immer besonderer Wert auf genauere Fundortangaben gelegt wurde: So finden sich z. B. in den Museen von Basel und Stuttgart Stücke mit der Fundortangabe Appetshofen, die ebenso gut vom Steinberg wie vom benachbarten Hahnenberg stammen können. Oder man beschränkte sich gar auf völlig vage Angaben wie „Nördlinger Ries" und ähnliche (vgl. Schlosser 1884: 29).

Die unter der Fundortbezeichnung „Spitzberg" aufbewahrten Altfunde zeigen eine ähnliche Erhaltung wie die Neufunde, d. h. die Fossilien sind in einen Kalkstein von stark wechselnder Dichte und großer Härte eingeschlossen. Bei den Neufunden handelt es sich durchwegs um isolierte Einzelfunde, allerdings in außergewöhnlich guter Erhaltung (z. B. vollständige, unverdrückte Schädel). Die vergleichsweise geringe Artenzahl der Säuger und die hervorragende Erhaltung der verschiedenen Skelettelemente mag es in der Zukunft ermöglichen, eine Zuordnung auch des Skelettmaterials zu den einzelnen Taxa vorzunehmen. Ein erster Schritt in dieser Richtung wurde bereits von Ziegler (1983) für das Genus *Galerix* unternommen.

Eine in bezug auf die Artenzahl, Zusammensetzung und Erhaltung vergleichbare Fauna wurde am Goldberg gefunden (Bolten 1977: 71). Trotz der generellen Ähnlichkeit beider Faunen bestehen aber im einzelnen Unterschiede in der Artenzusammensetzung und in der Häufigkeitsverteilung der Arten (vgl. z. B. Rachl 1983: 239, für die Chiroptera).

Die Liste der Neufunde vom Steinberg umfaßt folgende Taxa (Häufigkeitsangaben: ss = sehr selten, s = selten, h = häufig):

---

[1]) Den Herren Dr. J. Hürzeler und Dr. B. Engesser sei an dieser Stelle dafür gedankt, daß sie uns das in Basel befindliche Material zugänglich machten.

Gastropoda[2]:	*Pupilla (Primipupilla)* sp.	
Amphibia:	Anura indet.	
Reptilia:	Lacertilia div. indet.	
Aves[3]:	*Mioglareola gregaria* BALLMANN	
	Glareola neogena BALLMANN	
	Capitonides pratractus BALLMANN	
	Aves div. indet.	
Mammalia:	Insectivora:	
	Proscapanus sansaniensis (LARTET)	s
	„Sorex" dehmi VIRET & ZAPFE	s
	Soricide gen. et sp. indet.	s
	Galerix exilis (BLAINVILLE)	h
	Erinaceine gen. et sp. indet.	ss
	Chiroptera:	
	Mormopterus helveticus (REVILLIOD)	h
	Mormopterus kalorhinus RACHL	ss
	Mormopterus sp.	ss
	Tadarida engesseri RACHL	h
	Meganycteris monslapidis RACHL	ss
	Megaderma lugdunensis (DEPÉRET)	ss
	Rhinolophus aff. *delphinensis* (GAILLARD)	ss
	Vespertilio sp.	ss
	Rodentia:	
	Heteroxerus cf. *grivensis* (MAJOR)	s
	Megacricetodon schaubi FAHLBUSCH	h
	Democricetodon mutilus FAHLBUSCH	s
	Cricetodon sansaniensis LARTET	h
	Miodyromys aegercii BAUDELOT	h
	Lagomorpha:	
	Lagopsis verus HENSEL	h
	Prolagus oeningensis (KÖNIG)	h
	Artiodactyla:	
	Cainotherium huerzeleri HEIZMANN	h
	Micromeryx sansaniensis LARTET an *Lagomeryx parvulus* ROGER	ss

Über diese Liste hinaus sind früher schon folgende Organismenreste am Steinberg gefunden worden (nach BOLTEN 1977):

Cyanophyceae indet.
Vaucheriaceae indet.
Cladophorites incrustatus (LUDWIG)

---

[2]) Freundliche Bestimmung durch Herrn Dr. M. WARTH, Ludwigsburg.
[3]) Die Avifauna wird zur Zeit von Herrn Dr. BALLMANN, Köln, bearbeitet (siehe auch BALLMANN 1979, 1983).

Gastropoda:	*Hydrobia (H.) trochulus* SANDBERGER
	Gastroprocta (Albinula) acuminata acuminata (KLEIN)
	Cepaea (C.) sylvestrina sylvestrina (SCHLOTHEIM)
Ostracoda:	*Cypris risgoviensis* SIEBER
Aves:	*Anser atavus* (O. FRAAS)
	Phalocrocorax risgoviensis O. FRAAS
	Palaelodus ambiguus M.-EDWARDS
	Palaelodus gracilipes M.-EDWARDS
Mammalia:	*Lagomeryx parvulus* ROGER

Pisces, Amphibia, Reptilia und Aves:

Fische sind mit wenigen Wirbeln und Kieferresten, die sich auf Cypriniden beziehen lassen, vertreten.

Amphibien (Anura) sind durch wenige Extremitätenknochen nachgewiesen.

An Reptilien lassen sich lediglich mehrere – mindestens drei – durch Kiefer belegte Lacertilierarten anführen. Ihre Reste sind geringfügig häufiger als die äußerst seltenen Fisch- und Amphibienreste.

Erst drei Arten der reichen Avifauna sind näher bearbeitet (BALLMANN 1979, 1983): Zwei Brachschwalben und ein Bartvogel. Diese geben wichtige Hinweise für die klimatischen Verhältnisse am miozänen Riessee. Nach Vergleich mit den ökologischen Ansprüchen der nächsten rezenten Verwandten dieser Formen kommt BALLMANN zu dem Schluß, daß das Klima mindestens so warm wie heute im Mittelmeergebiet gewesen sein muß und daß besonders die Winter so mild waren, daß Früchte und Beeren das ganze Jahr über verfügbar waren.

Mammalia:

Talpidae: Die einzige am Steinberg vertretene Talpidenart, *Proscapanus sansaniensis*, gehört zwar zu den selteneren Formen der Fauna, ist aber mit mehreren ausgezeichnet erhaltenen Objekten gut belegt. In der Größe und Morphologie entsprechen die Stücke sehr gut der Art aus Sansan und La Grive. Mit dem Detailstudium des vom Steinberg vorliegenden Materials, insbesondere der Schädelfragmente, wird sich die Kenntnis dieses Maulwurfs in wichtigen Punkten erweitern lassen.

Soricidae: Beide Soricidenarten sind sowohl durch Facialschädel als auch durch vollständige Mandibeln belegt. Die größere der beiden ist identisch mit „*Sorex*" *dehmi* von Vieux Collonges, Neudorf und La Grive. Die kleinere Art entspricht in der Größe und in der Morphologie der Molaren *Miosorex desnoyrianus*. Die abweichende Gestaltung der Alveolen der Antemolaren zeigt aber, daß sie nicht mit dieser Art vereinigt werden kann. Auffällig ist, daß abgesehen von dem Größenunterschied sowohl in der Bezahnung als auch in Schädel und Mandibel weitgehende Übereinstimmung mit „*Sorex*" *dehmi* besteht. Insbesondere ist die Zahl und Ausbildung der Antemolaren in beiden Fällen gleichartig. Die endgültige Bestimmung muß einer späteren Bearbeitung vorbehalten bleiben.

Erinaceidae: Gut belegt ist am Steinberg der Echinosoricine *Galerix exilis*. Erstmals beschrieben werden konnte von dieser Fundstelle der Schädel der Art sowie ein großer Teil des Extremitätenskeletts (ZIEGLER 1983). Auffällig ist, daß nicht die aus Steinheim beschriebene Art *G. socialis* vorliegt, die zwar mitunter für synonym mit *G. exilis* gehalten wurde (z. B. BAUDELOT 1972), deren besonderer spezifischer Status aber von ENGESSER (1972) und ZIEGLER (1983) eingehend begründet wurde. – Ein Erinaceine ist durch wenige Reste ebenfalls vertreten. Da echte Igel im europäischen Miozän relativ selten sind, kommt diesen Belegen eine gewisse Be-

deutung zu. Die Abgrenzung der in Frage kommenden Gattungen *Amphechinus* und *Mioechinus* sowie die Unterscheidung der einzelnen Arten ist noch nicht abschließend geklärt. Daher ist eine Zuordnung der uns vorliegenden Reste ohne Einsicht in die Originalmaterialien nicht möglich.

Chiroptera: Fast ein Drittel der Gesamtzahl der Saugetierarten entfällt auf die Fledermäuse, welche kürzlich durch RACHL (1983) eingehend bearbeitet wurden. In Arten- und Individuenzahl überwiegen die Molossiden, unter denen *Mormopterus helveticus* besonders gut belegt ist. Er ist von dem Vorlauter *M. stehlini* sicher zu unterscheiden und erreicht bereits hier das Entwicklungsniveau der Art an der Typuslokalität Anwil. Gut belegt ist ferner *Tadarida engessen*, die ebenfalls in Anwil vorkommt, aber erst vom Steinberg umfassend beschrieben werden konnte. Auffallend ist ferner *Megaptyeris monslapidis* als bisher größter fossiler Vertreter der Microchiroptera. Seltenere Vertreter, aber durch gute Objekte belegt, sind *Mormopterus kalorhinus*, *Mormopterus* sp., *Megaderma lugdunensis*, *Rhinolophus* aff. *delphinensis* und *Vespertilio* sp. Alle Chiroptera lassen nach eingehenden Vergleichen mit rezenten Verwandten trotz Anpassung an spezielle Kleinbiotope und unterschiedliche Jagd- und Lebensweisen für die „Umgebung des mittelmiozänen Riessees ... ein sehr warmes, am ehesten semiarides Savannenklima" rekonstruieren (RACHL 1983: 256).

Sciuridae: Mit wenigen Objekten, die sich alle einer Art zuordnen lassen, ist diese Familie am Steinberg ausgesprochen spärlich reprasentiert. An der Zugehörigkeit aller Objekte zur Gattung *Heteroxerus* bestehen keine Zweifel. In der Unterscheidung der drei mittel- bis obermiozänen Arten *H. rubricati*, *huerzelen* und *grivensis* bestehen derzeit noch recht große Unsicherheiten. Nach den Maßen, dem teilweise unterbrochenen oder vollständigen Metalophid der $M_{1,2}$ und dem oft vorhandenen, aber meist sehr schwach ausgebildeten Vordercingulum der unteren Molaren bestehen große Übereinstimmungen mit *Heteroxerus grivensis* von Manchones. Dieser Art soll daher die Form vom Steinberg mit Vorbehalt zugeordnet werden.

Cricetidae: Die größte der drei Cricetidenarten, *Cricetodon sansaniensis*, ist eine der besonders reichlich vertretenen Formen der Fauna. Sowohl in den Maßen wie in der Variationsbreite einzelner morphologischer Merkmale stimmen die Gebißreste mit denen von Sansan vollstandig überein. Sie geben damit ein wichtiges Indiz für die gleiche oder sehr ähnliche stratigraphische Einstufung. – Der kleinste Cricetide, *Megacricetodon schaubi*[4]), ist ähnlich reichlich belegt wie *Cricetodon sansaniensis* und stimmt mit der Art aus Sansan in Maßen und Morphologie vollstandig überein. Die mittelgroße Art, *Democricetodon mutilus*, steht an Häufigkeit deutlich hinter den beiden anderen zurück. In Maßen und Morphologie entsprechen diese Zähne jenen der Art aus der Oberen Süßwasser-Molasse Süddeutschlands, insbesondere der Fundstelle Sandelzhausen.

Gliridae: Einziger Vertreter der Gliridae in der Fauna vom Steinberg ist der reichlich vertretene *Miodyromys aegercu*. Die Untersuchung dieses Materials durch MAYR (1979) ergab vollständige Übereinstimmung mit der Art aus Sansan.

Ochotonidae: Von den zwei Arten ist *Lagopsis verus* merklich häufiger als *Prolagus oeningensis* (Haufigkeitsverhältnis etwa 4:1). Dieses ist insofern bemerkenswert, als an den Fundstellen, an denen beide Arten gemeinsam vorkommen, sonst *Prolagus* wesentlich zahlreicher ist. – Während *P. oeningensis* das gewohnte Bild des mittelmiozänen Entwicklungsniveaus bietet, läßt sich *L. verus* für feinstratigraphische Belange besser heranziehen. Am P_3 dieser Art sind akzessorische Buchten am Vorderpfeiler, wie sie nach TOBIEN (1963) für die evoluierten Formen von La Grive und Steinheim, nach ENGESSER (1972) auch für Anwil charakteristisch

[4]) Bezüglich der Nomenklatur dieser Art folgen wir FAHLBUSCH (1964), solange nicht durch die Internationale Kommission für Zoologische Nomenklatur eine Entscheidung über die Gültigkeit des Artnamens getroffen ist (vgl. FREUDENTHAL & FAHLBUSCH 1969).

sind, nur angedeutet: Nur einer von 30 Zähnen besitzt eine deutliche labiale Bucht. Ein weiteres Merkmal, das bei den terminalen mittelmiozänen Vertretern völlig ausgemerzt ist, die Isolierung der Innenpartie des Vorderlobus, kommt am Steinberg ebenfalls nur bei einem von 30 Zähnen vor. Das sich daraus ergebende Bild zeigt eine *Lagopsis*-Population, die nicht so hoch evoluiert ist wie diejenige von Steinheim und La Grive, aber doch merklich evoluierter als diejenigen des Orleaniums.

Artiodactyla: Die größten Säuger der Steinberg-Fauna sind zwei kleinwüchsige Paarhufer: Eine neue Art der Gattung *Camotherium*, *C. huerzelen*, die sich von den bekannten Arten des Orleaniums, *C. bavaricum* und *C. miocaenicum*, durch ausgeprägte Verkürzung des Prämolarengebisses und damit Schnauzenverkürzung auszeichnet, gegenüber *C. miocaenicum* auch durch geringere Größe. Diese Art stellt offenbar das Terminalstadium der gesamten Cainotheriiden-Entwicklung dar (Heizmann 1983). Die zweite Form ist ein kleiner Ruminantier, von dem lediglich ein M_1 vorliegt. Nach Größe und Bau des Zahnes kann es sich nur um eine der beiden Arten *Micromeryx sansaniensis* oder *Lagomeryx parvulus* handeln. Das Fehlen der für die Unterscheidung der beiden Arten bezeichnenden P_4 bzw. M_3 erlaubt keine exaktere Zuordnung.

Zum Alter der Fauna

Betrachtet man die am Steinberg vorkommenden Säugetierarten in ihrer Gesamtheit, so ergibt sich aus deren stratigraphischer Reichweite ein Schwerpunkt der Verteilung für den Zeitabschnitt MN 6–8, also das Astaracium (Mittel-Miozän). Völlig aus diesem Rahmen heraus fallen lediglich die Cainotherien, deren bisher jüngstes Vorkommen in MN 5 fiel. Sie sind aber am Steinberg (und Goldberg) durch eine Art vertreten, die deutlich evoluierter ist als die bisher bekannten stratigraphisch jüngsten Arten *C. bavaricum* und *C. miocaenicum*: *Camotherium huerzelen* Heizmann 1983. Alle anderen Arten haben ihr gemeinsames Vorkommen in MN 6–7. Um zu einer weiteren stratigraphischen Einengung zu kommen, ist das spezielle Entwicklungsniveau einzelner Arten etwas näher zu betrachten:

Sowohl für *Cricetodon sansaniensis* wie auch für *Miodyromys aegercii* besteht im Zahnbau weitgehende Übereinstimmung mit den entsprechenden Populationen von Sansan. Dasselbe gilt für *Democricetodon mutilus* im Vergleich mit dem Material von Sandelzhausen. Die Zugehörigkeit dieser Fundstellen zu MN 6 ist unbestritten. Wie schon im Kapitel „Fossilinhalt" bei den Bemerkungen zu *Lagopsis verus* festgestellt wurde, macht diese Art im Verlauf des Miozäns eine merkliche Entwicklung in der Morphologie des P_3 durch, die sich vor allem in einer Komplikation des Baus des Vorderpfeilers äußert. Während bei Populationen aus dem Orleanium die vordere Innenbucht seicht ist und eine Labialbucht am Vorderpfeiler völlig fehlt, weisen diejenigen des mittleren und höheren Astaraciums eine tiefe Innenbucht und eine deutliche Labialbucht auf. In bezug auf diese Merkmale nimmt die Population vom Steinberg eine vermittelnde Position zwischen denjenigen von Vieux Collonges einerseits und Steinheim bzw. Anwil andererseits ein (vgl. S. 88).

Sowohl das niedrigere Entwicklungsniveau von *Lagopsis verus* am Steinberg wie auch die generell unterschiedliche Zusammensetzung der Kleinsäugerfaunen vom Steinberg und aus Steinheim (Heizmann 1973) zeigen, daß erstere sicher älter sein muß. Das unterschiedliche Alter der Faunen impliziert allerdings nicht ein verschiedenes Alter der beiden Impact-Ereignisse, da über den jeweiligen Zeitraum zwischen Kraterentstehung und Fauneneinbettung noch nicht genügend Daten vorliegen.

Eine Untergrenze für das Alter der Fauna vom Steinberg ergibt sich aus der absoluten Datierung des Riesereignisses mit 14,8 ± 0,7 Mio. Jahren (Gentner & Wagner 1969), da die fossilführenden Kalke erst postriesisch entstanden sind.

Aus allen diesen Gesichtspunkten ergibt sich für die Fauna des Steinbergs eine Einstufung in das untere Astaracium (MN 6), unteres Mittel-Miozän.

Zusammensetzung und Ökologie der Fauna

Ein Blick auf die Faunenliste läßt mehrere auffällige Besonderheiten erkennen: Trotz der Vielzahl der Objekte (mehrere zehntausend Belege) ist die Zahl der Säugetierarten im Vergleich zu sonstigen tertiären Faunen sehr gering. In bezug auf die Zusammensetzung ist das starke Überwiegen der Chiropteren mit fast einem Drittel der Arten außergewöhnlich.

Abgesehen von den beiden Artiodactylen-Arten, die in ihren Dimensionen die Lagomorphen nur unwesentlich übertreffen, handelt es sich ausschließlich um Kleinsäuger. In diese Größenverhältnisse passen sich auch die übrigen Wirbeltierreste ein. Es liegt damit eine ausgesprochene Großensortierung vor, die aber wegen der ausgezeichneten Erhaltung der Reste nicht auf eine Transportsonderung zurückgeführt werden kann. Da die Fossilanreicherung außerdem offenbar lokal sehr eng begrenzt war (vgl. S. 85), kann deren Entstehung am ehesten mit einer kurzfristigen Einschwemmung von Fraßresten von Raubvogeln (Gewollen) in subaquatische Hohlräume des Travertins erklärt werden. Der hohe Anteil an Fledermäusen steht hierzu nicht im Widerspruch, da bekanntlich auch manche rezente Eulen Fledermäuse jagen (Rachl 1983: 244).

Aus der Art der Konzentration der Wirbeltierreste geht hervor, daß es sich hierbei nicht um die natürliche Lebensgemeinschaft des Inselareals handelt, sondern daß einerseits eine Selektion auf Grund der Freßgewohnheiten der Raubvogel erfolgte, andererseits eine größenbedingte Auswahl aus der Gesamtfauna der Umgebung des Riessees vorliegt, auf welche sich die Jagdgebiete der Predatoren ausgedehnt haben müssen.

Damit ist zugleich ausgesagt, daß durch die belegten Arten kein eng begrenzter Biotop repräsentiert wird, sondern daß Arten unterschiedlicher Lebensräume vermischt sein können. Solche verschiedenartigen Biotope konnen analog zum Steinheimer Becken (Heizmann 1980) auch fur das Nördlinger Ries postuliert werden. Als feuchtigkeitsliebende Vertreter einer vegetationsreichen unmittelbaren Umgebung des Sees können *Galerix* und *Prolagus* angeführt werden. Eine offene Vegetation in der weiteren Umgebung des Sees muß für die Gliriden (Mayr 1979: 355) sowie für einen Teil der Fledermause, insbesondere die Megadermatiden und den großwüchsigen Molossiden, angenommen werden (Rachl 1983).

Zu den klimatischen Verhaltnissen am miozänen Riessee liegen eine ganze Reihe von Angaben vor (vgl. Rachl 1983: 254): Die meisten Bearbeiter gehen von einem warmen, semiariden Klima aus, lediglich Gregor (1980, 1982) postuliert ein humides Cfa-Klima. Die bisher genauer bearbeiteten Saugetiergruppen (Gliriden: Mayr 1979; Echinosoriciden: Ziegler 1983; Chiropteren: Rachl 1983) stützen die Annahme eines relativ warmen Klimas mit ausgeprägten saisonalen Unterschieden (Trockenzeit – Regenzeit).

Literatur

Baumann, P. (1979): Fossile Glareolidae aus dem Miozan des Nordlinger Ries (Aves: Charadriiformes). – Bonner Zool. Beitr., **30**: 52–101, 20 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Bonn.

Baumann, P. (1983): A New Species of Fossil Barbet (Aves: Piciformes) from the Middle Miocene of the Nördlinger Ries (Southern Germany). – J. Vertebr. Paleont., **3** (1): 43–48, 4 Abb., 1 Tab.; Norman, Oklahoma.

Baudelot, S. (1972): Etude des Chiroptères, Insectivores et Rongeurs du miocène de Sansan (Gers). – Thèse Université Toulouse, **496**: 364 + XVI S., 90 Abb., 32 Tab., 16 Taf.; Toulouse.

Bolten, R. H. (1977): Die karbonatischen Ablagerungen des obermiozänen Kratersees im Nördlinger Ries. – Diss. Univ. München (Fotodruck): 249 S., 22 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; München.

DEFFNER, C. (1870): Der Buchberg bei Bopfingen. – Württbg. naturw. Jh., **24** (1): 1–42, 3 Taf.; Stuttgart.

DEHM, R., GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. & MALZ, H. (1977): Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, **75:** 91–109, 1 Beil., 1 Tab.; München.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28:** 35–363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf.; Liestal.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., N. F. **118:** 1–136, 67 Abb., 7 Taf., München.

FRAAS, O. (1870): Die Fauna von Steinheim. Mit Rücksicht auf die miocenen Säugethier- und Vogelreste des Steinheimer Beckens. – Württbg. naturw. Jh., **26** (2/3): 1–54, 11 Taf.; Stuttgart.

FREUDENTHAL, M. & FAHLBUSCH, V. (1969): *Cricetodon minus* LARTET, 1851 (Mammalia, Rodentia): Request for a Decision on Interpretation. Z. N. (S.) 1854. – Bull. zool. Nomencl., **25** (4/5): 178–183; London.

GENTNER, W. & WAGNER, G. A. (1969): Alterbestimmungen an Riesglasern und Moldaviten. – Geologica Bavarica, **61:** 296–303, 5 Abb., 2 Tab.; München.

GREGOR, H.-J. (1980): Ein neues Klima- und Vegetations-Modell für das untere Sarmat (Mittelmiozän) Mitteleuropas unter spezieller Berücksichtigung floristischer Gegebenheiten. – Verh. Geol. B.-A., **1979:** 337–353, 1 Abb., 4 Tab.; Wien.

GREGOR, H.-J. (1982): *Pinus aurmontana* n. sp. – eine neue Kiefernart aus dem Jungtertiär des Goldbergs (Ries). – Stuttgarter Beitr. Naturkde., Ser. B, **83:** 1–19, 3 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.

GROSCHOPF, P. & REIFF, W. (1969): Das Steinheimer Becken. Ein Vergleich mit dem Ries. – Geologica Bavarica, **61:** 400–412, 6 Abb.; München.

HEIZMANN, E. P. J. (1973): Die Carnivoren des Steinheimer Beckens. B. Ursidae, Felidae, Viverridae sowie Ergänzungen und Nachträge zu den Mustelidae. – Palaeontographica Suppl., **8,** Teil 5, B: 1–95, 34 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

HEIZMANN, E. P. J. (1980): Fossiliensuche mit Pickel und Mikroskop. – Kosmos, **76** (5): 350–358, 14 Abb.; Stuttgart.

HEIZMANN, E. P. J. (1983): Die Gattung *Camotherium* (Cainotheridae) im Orleanium und im Astaracium Süddeutschlands. – Eclogae geol. Helv., **76**/3: 781–825, 17 Abb.; Basel.

HOLLAUS, E. (1969): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Nördlingen-Ost und Nördlingen-West, mit besonderer Berücksichtigung der Pleistozän-Ablagerungen. – Diss. Univ. München (Fotodruck): 85 S., 8 Abb., 1 Tab., 1 geol. K. 1:25 000; München.

KRANZ, W., BERZ, K. C. & BERCKHEMER, F. (1924): Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Heidenheim. – 2. Aufl.: 1–138, 22 Abb., 4 Taf.; Stuttgart (Württ. Statist. L.-Amt).

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – Diss. Univ. München (Fotodruck): 380 S., 18 Taf.; München.

MENSINK, H. (1967): Zur Entwicklungsgeschichte der tertiären Planorben aus dem Steinheimer Becken in Süddeutschland. – Habil.-Schr. Univ. Bochum (unpubl.): IV + 66 S., 22 Abb., 3 Taf.; Bochum.

RACHL, R. (1983): Die Chiroptera (Mammalia) aus den mittelmiozänen Kalken des Nördlinger Rieses (Süddeutschland). – Diss. Univ. München (Fotodruck): 284 S., 80 Abb., 54 Tab.; München.

SCHLOSSER, M. (1884): Die Nager des europäischen Tertiärs. – Palaeontographica, **31:** 1–143, 18 Abb., 8 Taf.; Cassel.

SCHRÖDER, J. & DEHM, R. (1950): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. – Abh. Naturw. Ver. Schwaben Augsburg, **5:** 1–146, 3 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1 geol. K.; Augsburg.

SEEMANN, R. (1941): Geologische und palaeofaunistische Untersuchungen am Goldberg im Ries. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Wttbg., **96:** 49–62; Stuttgart.

SHOEMAKER, E. M. & CHAO, E. C. T. (1961): New Evidence for the Impact Origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. – J. geophys. Research, **66:** 3371–3378; Richmond/Virg.

TOBIEN, H. (1963): Zur Gebiß-Entwicklung tertiärer Lagomorphen (Mamm.) Europas. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **91:** 16–35, 14 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

WOLFF, M. & FUCHTBAUER, H. (1976): Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. – Geol. Jb., D **14:** 3–53, 7 Abb., 3 Taf.; Hannover.

ZIEGLER, R. (1983): Odontologische und osteologische Untersuchungen an *Galerix exilis* (BLAINVILLE) (Mammalia, Erinaceidae) aus den miozänen Ablagerungen von Steinberg und Goldberg im Nördlinger Ries (Süddeutschland). – Diss. Univ. München (Fotodruck): 224 S., 189 Abb., 57 Tab., 15 Taf.; München.

Tafelerklärung

Tafel 1

Ausschnitt aus einem angeätzten Travertinblock vom Steinberg mit dicht gepackten Wirbeltierresten. Links oben ein Schädel, an der rechten Seite zwei Mandibeln von Lagomorphen.

HEIZMANN, E. P. J. & FAHLBUSCH, V.: Mittelmiozäne Wirbeltierfauna vom Steinberg **Tafel 1**

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol.	23	95–117	München, 30. 12. 1983

Carapoxylon ortenburgense n. sp. (Meliaceae) aus dem untermiozänen Ortenburger Schotter von Rauscheröd (Niederbayern)

Von Alfred Selmeier*)

Mit 6 Abbildungen und 4 Tafeln

Herrn Prof. Dr. W. Müller-Stoll, Potsdam (DDR), zur Vollendung seines 75. Lebensjahres gewidmet.

Kurzfassung

Erstmals wird ein Kieselholz aus dem Ortenburger Schotter (Ottnang, „Mammal Neogene Units", MN 4b) anhand von Dünnschliffen untersucht und paläoxylotomisch bestimmt. Es ist zugleich das erste Meliaceenholz der Gattung *Carapoxylon* Madel (1960), das in den Sedimenten des Molassebeckens Südbayerns gefunden wurde und das als neue Art, *C. ortenburgense* n. sp., beschrieben wird.

Die rezenten Vergleichsformen von *Carapoxylon* sind die pantropisch verbreiteten Gattungen *Entandrophragma* und *Carapa*, darunter Mahagonibäume, 40–50 m hoch, mit einem nutzbaren, astfreien Stamm von 20 bis 30 m Länge. Das verkieselte Stammbruchstück ist 1,72 m lang und im Lichthof der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie als Schaustück zu sehen. Es ist ein Teil eines großen zerschlagenen Stammes, von dem noch mehrere Bruchstücke in der Sammlung liegen.

Mikroskopisches Holzbild: Zuwachszonen schwach ausgeprägt, Gefäße einzeln und in radialen Gruppen zu 2–3, gleichmäßig verteilt, im Radialbild stockwerkartig, Tüpfel etwa 4 µm, terminale und apotracheale Parenchymbänder, Fasern teils septiert, Holzstrahlen schwach-heterogen mit Kantenzellen und Kristallen, rotbraune bis schwarze Inhaltsstoffe in Gefäßen und Holzstrahlen.

Zur Vorbereitung einer modernen, Computer unterstützten Identifikation der Kieselhölzer Südbayerns werden für den vorliegenden Fossilrest im Anschluß an die „Diagnose" die entsprechenden Merkmale („features") verschlüsselt als Zahlen angeführt.

Ein Abschnitt der Arbeit befaßt sich mit dem diagnostischen Wert qualitativer und quantitativer Merkmale fossiler und rezenter Holzstrukturen. Palökologische Überlegungen in bezug auf das Mahagoniholz betreffen die Biotope rezenter Vergleichsformen, die Rekonstruktion des einstigen Waldbildes, Klima und Dendrochronologie, sowie Fragen der Biostratigraphie (Blattfloren, Kleinsäuger).

*) Prof. Dr. A. Selmeier, Fachhochschule München, Chemisches Laboratorium, Lothstr. 17, 8000 München 2.

Abstract

The sand- and gravel-exposure of Rauscherod near Ortenburg, Lower Bavaria („Niederbayern"), has yielded numerous fossil woods from a special stratum. The silicified stemrest, discovered in Lower Miocene sediments, belongs to the Meliaceae, Mahagony Family, corresponds in minute structure to the genus *Carapoxylon* Madel (1960) and is the new species *C. ortenburgense*.

It is the first discovery of a petrified wood from the Meliaceae in Miocene sediments of Bavaria. Another fossil wood (Meliaceae), *Cedreloxylon* n. gen., has been found near the locality of Seibersdorf (Abb. 1).

The Meliaceae are widely distributed throughout the tropics of the world, with a few species extending into sub-tropical (temperate) regions.

Minute anatomy of the stemrest: Growth rings inconspicuous, delimited by terminal bands of parenchyma; vessels solitary and in radial rows of 2–3, rather evenly distributed, 7–15 per mm^2; vessel segments conspicuous storied, perforation simple, pits 3–4 µm; parenchyma terminal, apotreacheal (2–10 seriate bands), scanty paratracheal and diffuse, some intercellular canals of the vertical type visible; fibres septate and non-septate; rays 6–9 per mm, uniseriate and 2–3(4)-seriate, heterogen (Kribs's Types II a, b), 220–600 µm (332 µm high), crystals frequent in large ray cells; dark or reddish-brown deposits in vessels and ray cells frequent.

To prepare the Computer Identification of hardwood species (Pearson & Wheeler 1981), the numbers (features) of the minute anatomy are mentioned in this paper.

The silicified stemrest from the locality Rauscherod corresponds the modern wood of the genus *Carapa* and *Entandrophragma*.

In one chapter attention is drawn to the meaning and interpretation of the measurement of minute anatomy, concerning *Ilicoxylon austriacum* from the locality Gallspach (Austria).

For the first time Jung & Mayr (1980) made an attempt to characterise MN-Units („Mammal Neogene Units"; Mein 1975) in terms of leaf assemblages (Upper Freshwater Molasse). In this system, the fossil stemrest, *Carapoxylon ortenburgense* n. sp., must be integrated in the MN-Unit 4b, a first peak in the development of forestation in the sequence MN 4 to MN 9.

Inhalt

1. Fossile Mahagonihölzer der Gattung *Carapoxylon* 97
1.1 Vollständige Synonymie 97
1.2 Anatomie der Meliaceae 97
1.3 Gattungszugehörigkeit 98
2 Der Mahoganistamm aus Rauscherod 98
2.1 Der Fundort 98
2.2 Das Fundstück 99
2.3 Anatomische Beschreibung 100
2.4 Bestimmung und Diskussion 105
2.5 Standort und Klima 109
3. Fossile Meliaceenreste 110
3.1 Blätter und Fruktifikationen 110
3.2 Hölzer 110
Dank 111
Schriftenverzeichnis 111

1. Fossile Mahagonihölzer der Gattung *Carapoxylon*

Fossile Meliaceen-Holzer, welche den rezenten Gattungen *Carapa* und teils *Entandrophragma* entsprechen, sind aus dem europäischen Tertiär bisher vom Randecker Maar, von der Halbinsel Apscheron (UdSSR) und aus Rumänien bekannt. In einem kurzen Überblick werden diese Fossilfunde angeführt sowie die holzanatomischen Kennzeichen der Meliaceen und die Abgrenzung der Gattung *Carapoxylon* Mädel (1960) erörtert.

1.1 Vollständige Synonymie

1960 *Carapoxylon* n. g.
- Mädel, S. 397 (SW-Deutschland, Schwäbische Alb, Randecker Maar; Obermiozan)

1960 *Carapoxylon fasciatum* n. sp.
- Mädel, S. 398–400, Abb. 1 u. 4 u. Taf. 1, Fig. 1–3, Taf. 2, Fig. 4–5 (SW-Deutschland, Schwäbische Alb, Randecker Maar; Obermiozän)

1960 *Carapoxylon ornatum* (Felix 1896) nov. comb.
- Mädel, S. 401–404, Abb. 2 u. 5 u. Taf. 3, Fig. 6–8, Taf. 4, Fig. 9–10, Taf. 6, Fig. 16 (SW-Deutschland, Zipfelbachschlucht, Randecker Maar; Obermiozän)

1960 *Carapoxylon porosum* (Felix 1894) nov. comb.
- Mädel, S. 404–407, Abb. 3a–b u. 6, Taf. 4, Fig. 11–12, Taf. 5, Fig. 13–15 u. Taf. 6, Fig. 17 (UdSSR, Halbinsel Apscheron, Perekeschkul bei Baku; Eozän)

1978 *Carapoxylon heteroradiatum* n. sp.
- Petrescu, S. 157–159, fig. tx. 27–29, pl. LVI–LVII (Rumänien, Mesteacănu; Oligozän).

1978 *Entandrophragmoxylon lateparenchimatosum* n. sp.
- Petrescu, S. 159–162, fig. tx. 30–34, pl. LIX–LX (Rumänien, Tămaşa; Oligozän).

1.2 Anatomie der Meliaceae

Die pantropisch weit verbreitete Familie der Meliaceae, mit den Unterfamilien Cedreloideae, Swietenioideae und Melioideae (Engler 1964, 2: 270–272), ist holzanatomisch mehrfach regional (Afrika, Amerika, Australien, Indien, Java) als auch vergleichend beschrieben: Janssonius 1908, Aubréville 1930 u. 1931, Heidin 1930, Kribs 1930, Panshin 1933, Pearson & Brown 1932, Dadswell & Ellis 1939, Record 1941, Metcalfe & Chalk 1950, Normand 1950.

Ohne auf eine Erörterung von Einzelmerkmalen und Diskrepanzen (Libriformfasern septiert?) über den holzanatomischen Bau bestimmter Gattungen einzugehen, ist die Bestimmung der Familienzugehörigkeit durch eine Kombination charakteristischer Merkmale gesichert. Die auffälligsten und diagnostisch wichtigsten Merkmale des mikroskopischen Holzbildes sind nachfolgend angeführt: Gefäße häufig einzeln und in radialen Gruppen, ziemlich gleichmäßig verteilt, Durchbrechungen einfach, extrem kleine Tüpfel von 3–4 µm, dunkle Inhaltsstoffe in den Gefäßlumina; Parenchymbänder terminal und apotracheal, daneben spärliches paratracheales und diffuses Parenchym, schizolysigene Sekretgänge; Libriformfasern teils septiert; Holzstrahlen schwach heterogen, 1–4reihig, stehende Kantenzellen, häufig Einzelkristalle in den Kantenzellen.

Die tiefschwarzen Inhaltstoffe in Gefaßen und Holzstrahlzellen, in Verbindung mit alternierenden, nur 3–4 µm großen Tüpfeln, Einzelkristalle in den Kantenzellen der schwach heteroge

nen Holzstrahlen, vor allem aber die Kombination mit der charakteristischen Parenchymbänderung sind typisch für die Holzstruktur der Meliaceae. Familien mit einer ähnlichen Parenchymverteilung (Apocynaceae, Compositae, Guttiferae, Icacinaceae, Lecythidaceae, Loganiaceae, Malvaceae, Melastomataceae, Rubiaceae) müssen daher wegen fehlender anderer Merkmale ausgeschieden werden (MÄDEL 1960: 394).

1.3 Gattungszugehörigkeit

Die bisher vorliegenden Meliaceen-Hölzer aus dem Randecker Maar, der Halbinsel Apscheron und aus Rumänien zeigen eine Reihe übereinstimmender Merkmale, die in ihrer Kombination unter den rezenten Meliaceen den *Carapa*-Arten und einem Teil der Gattung *Entandrophragma* eigen sind. Für diese fossilen Hölzer wurde die Gattung *Carapoxylon* (MÄDEL 1960) aufgestellt. Generotypus ist *C. fasciatum* aus dem Miozän des Randecker Maares. Das verkieselte Stammstück aus Rauscherod zeigt in seinem mikroskopischen Holzbild ebenfalls natürliche Strukturbeziehungen zu den rezenten Gattungen *Carapa* und *Entandrophragma*. Gemäß dem International Code of Botanical Nomenclature (CODE) wird durch das Suffix *-o-xylon* auf die morphologische Kategorie des fossilen Organs (Holz; sekundäres Xylem) hingewiesen, so daß das Holz aus Rauscherod ebenfalls zur Organgattung *Carapoxylon* MÄDEL (1960) gehört.

2. Der Mahagonistamm aus Rauscheröd

2.1 Der Fundort

Der Fundort des Mahagonistammes ist die an Sand- und Kiesgruben reiche Gegend bei Ortenburg, das „Sand- und Kieswerk Rauscherod, Inhaber U. ALTA". Der Aufschluß Rauscherod, derzeit eine Steilwand von 15–20 m Hahe, wird von Palaontologen und Privatsammlern

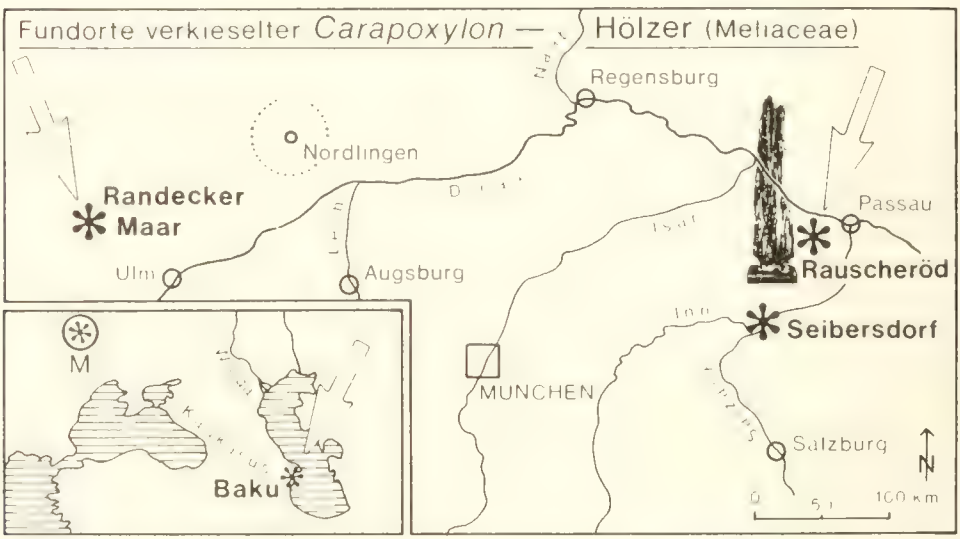


Abb. 1: Lageskizze der Fundorte von *Carapoxylon* Holzern (Pfeil und Stern im Kreis); M = Mesteacănu. Fundort von *Cedreloxylon* n. gen. ist Seibersdorf.

häufig besucht und liefert seit Jahren neben Zoofossilien (marine Faunenelemente wie Haie, brackische Muscheln und Schnecken, Zähne und Knochen festländischer Saugetiere) auch pflanzliche Reste (Blattfragmente, Fruktifikationen, Blütenstaub und Hölzer). Die Aufsammlung der genannten Fossilreste ist vor allem F. Pfeil (Passau) zu verdanken, daneben W. Jung, H.-J. Gregor, H. Jursik (Baggerführer), H. Mayr und R. Trauner.

Der Aufschluß Rauscheröd ist als Lieferant großer und teils sehr großer Kieselhölzer bekannt. Bereits 1964 hat W. Jung große Stücke versteinerter Hölzer geborgen. Diese Kieselhölzer sind ebenso wie die umfangreiche „Kieselholzkollektion F. Pfeil" Eigentum der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München (Inv.-Nr. 1979 XV).

Die mit Kieselhölzern angereicherte Schicht ist im Aufschluß Rauscheröd und in den Gruben der Umgebung auch aus größerer Entfernung gut erkennbar. Innerhalb der Kiesschicht sieht man rötlich braune „Holzlöcher", Durchmesser einige dm, teils hohl oder aus vermulmten Gängen bestehend. Alle Kieselhölzer aus Rauscheröd, darunter seit Jahren mehrfach Palmenfunde *(Palmoxylon sp;* basales Stammstück mit Wurzelrinde – Jung 1979: 12–13; Jung 1981), stammen aus dieser etwa 1 m mächtigen Kiesschicht mit „Baumlöchern" (Gregor 1982, S. 50; freundl. mündl. Mitt. F. Pfeil und eigene Erkundung).

Der Ortenburger Schotter ist aufgrund des Gesteins- und Schwermineralspektrums nach Meinung aller Autoren (Grimm 1977; Haas 1984; Unger 1983) eine fluviatile Schüttung in ein verlandendes, brackisches Becken. Diese Schüttung hatte in einem SE gelegenen, alpinen Bereich ihren Ursprung.

Um im Sinne der „International Union of Geological Sciences" (I.U.G.S) eine einheitliche „stratigraphische Sprache" (Fahlbusch 1981: 122) zu begünstigen, werden für die Altersangaben nur die international empfohlenen Termini verwendet.

Der Ortenburger Schotter, 10–25 m mächtig, gehört stratigraphisch in das obere Untermiozän. Innerhalb der gültigen Gliederung (Fahlbusch 1981: 124–125) stammen Schotter und Mahagonistamm aus dem Ottnang (Paratethys), Alter ca. 18 Millionen Jahre. Erstmals wurde in jüngster Zeit versucht, die Obere Süßwassermolasse Süddeutschlands biostratigraphisch (Fauna, Flora) detaillierter zu gliedern (Jung & Mayr, 1980). In dieser auch für die Paläoxylotomie der Molasse-Hölzer bedeutsamen Arbeit werden die Blattfloren mit den entsprechenden Saugetiereinheiten MN 4–9 („Mammal Neogene Units", Mein 1975) integriert. Der Fundort Rauscheröd (Referenzlokalität Rembach) und somit auch das Kieselholz sind in die „Stufe" 4(b), Orleanium, (Aragonium), einzuordnen.

2.2 Das Fundstück

Das verkieselte Stammbruchstück stammt aus der „Kieselholzkollektion F. Pfeil" und wurde 1979 im Sand- und Kieswerk Rauscheröd gefunden; Inventar-Nr. BSP 1979 XV 2.

Der Stammrest ist 1,72 m lang und hat einen maximalen Umfang von 1,09 m, kleinster Umfang 67 cm. Das Kieselholz ist nicht abgerollt, in seiner Makrostruktur scharfkantig und rauh, von Längsrissen und Klüften durchzogen, vorwiegend rötlich bis rostbraun gefärbt. Eine etwa 0,5 cm dicke, hellgelbe Verwitterungsrinde bedeckt einen Teil der Oberfläche. Die Zone des dicht verkieselten, kompakten, sichtbaren Holzanteils ist 7–8 cm breit und grau getönt.

Im Lichthof der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie ist das Kieselholz als Schaustück zu sehen. Die oben erwähnte „Kieselholzkollektion F. Pfeil" und damit auch der repräsentative Fossilrest sind ein Geschenk der „Freunde der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München e. V." an das genannte Museum.

Ordnung Rutales
Familie Meliaceae

Carapoxylon ortenburgense n. sp.

Organgattung: *Carapoxylon* Madel 1960

Typusart: *Carapoxylon fasciatum* Madel 1960, S. 398–400, Abb. 1 u. 4, Taf. 1, Fig. 1–3, Taf. 2, Fig. 4–5.

Holotypus: Verkieselter Holzstamm (Bruchstücke), Länge des größten Restes 1,72 m; Handstücke und 2 Schliffpräparate werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt; Inventar-Nr. 1979 XV 2. – Abb. 2–7, Taf. 1–4

Derivatio nominis: Nach Ortenburg, Markt und frühere Reichsgrafschaft

Locus typicus: Sand- und Kieswerk Rauscheröd bei Ortenburg, Niederbayern; Blatt-Nr. 7445 Ortenburg der Topographischen Karte 1:25000, r^{45} 92700/h^{53} 80350

Stratum typicum: Ortenburger Schotter, Unter-Miozän, Ottnang; Säugetiereinheit („Mammal Neogene Units", Mein 1975) MN 4b

Abb. 2: Querschliff. Gefäße mit dunklen Inhaltsstoffen, tangentiale Parenchymbänder und dunkle Holzstrahlen. 1979 XV 2; ×53

Mikroskopisches Holzbild

Abb. 2–7, Taf. 1–4

Verkieseltes Sekundarholz. Es liegen 2 Präparate mit insgesamt 7 Dünnschliffen vor (quer: 1,9×1,2, 1,8×1,1, 1,6×1,5 cm; tangential: 1,5×1,0, 1,5×0,9 cm; radial 1,7×1,5, 1,7×1,2 cm). Farbe der Schliffe graubraun mit rötlich-braunen Einlagerungen; tangentiale Parenchymbänder mit bloßem Auge sichtbar.

Diagnose: Zerstreutporiges Sekundarholz, Zuwachszonen makroskopisch nicht eindeutig abschätzbar, Terminalparenchym; Gefäße einzeln und in radialen Gruppen zu 2–(3), selten in kleinen Nestern, ∅ der Einzelgefäße tangential 55–121 µm, radial 99–198 µm, Zwillingsporen radial 154–286 µm, Gefäßdichte 7–15 je mm², ausgeprägter Stockwerkbau der Gefäßglieder; Libriformfasern teils septiert, ∅ 7–18 µm; Holzparenchym spärlich paratracheal und diffus, terminale und apotracheale Parenchymbänder, 2–10 Zellen breit, einige lysogene Sekretgänge; Holzstrahlen 6–9 je mm, einreihige und 2–3reihige Strahlen mit Kantenzellen (Einzelkristalle), 6–12 Zellen hoch, schwach heterogen, Typ Kribs IIa–b; schwarze und rötlich-braune Inhaltsstoffe in Gefäßen und Holzstrahlen.

Abb. 3: Querschliff. Breites, (? terminales) Parenchymband, spärlich paratracheales Parenchym und radial orientierte Libriformfasern. 1979 XV 2; ×75

Abb. 4: Tangentialschliff. Gefaß mit einfacher Durchbrechung und wechselständigen, kleinen Tupfeln, Holzstrahlen schwach heterogen. 1979 XV 2; ×300

Computer Identifikation: Zur Vorbereitung einer Computer unterstützten Eingrenzung und taxonomischen Bestimmung (Gattung, Art) werden die als Zahlen („features") verschlüsselten Merkmale vor der herkömmlichen Beschreibung (Topographie, Holzelemente) genannt: 3, 6, 10, 16, 18, 21, 23, 25, 33, 34, 44, 45, 51, 53, 55 (general sense), 59, 61, 62. Näheres im Abschnitt „Computer unterstützte Bestimmung".

Topographie: Sekundäres Dikotyledonenholz; Zuwachszonen vorhanden, ± deutlich durch terminale Parenchymbänder und geringere Gefäßgroßen im äußeren Spatholz markiert, Zuwachszonen wegen apotrachealer Parenchymbander meist schwer abgrenzbar, 1,2–3,5 mm breit. Gefäße gleichmäßig verteilt, einzeln und in radialen Gruppen zu 2–3, einziger Porenstrahl mit 5 Gefäßen, vereinzelt Gefäßnester, einseitig oder beidseitig an Holzstrahlen gren-

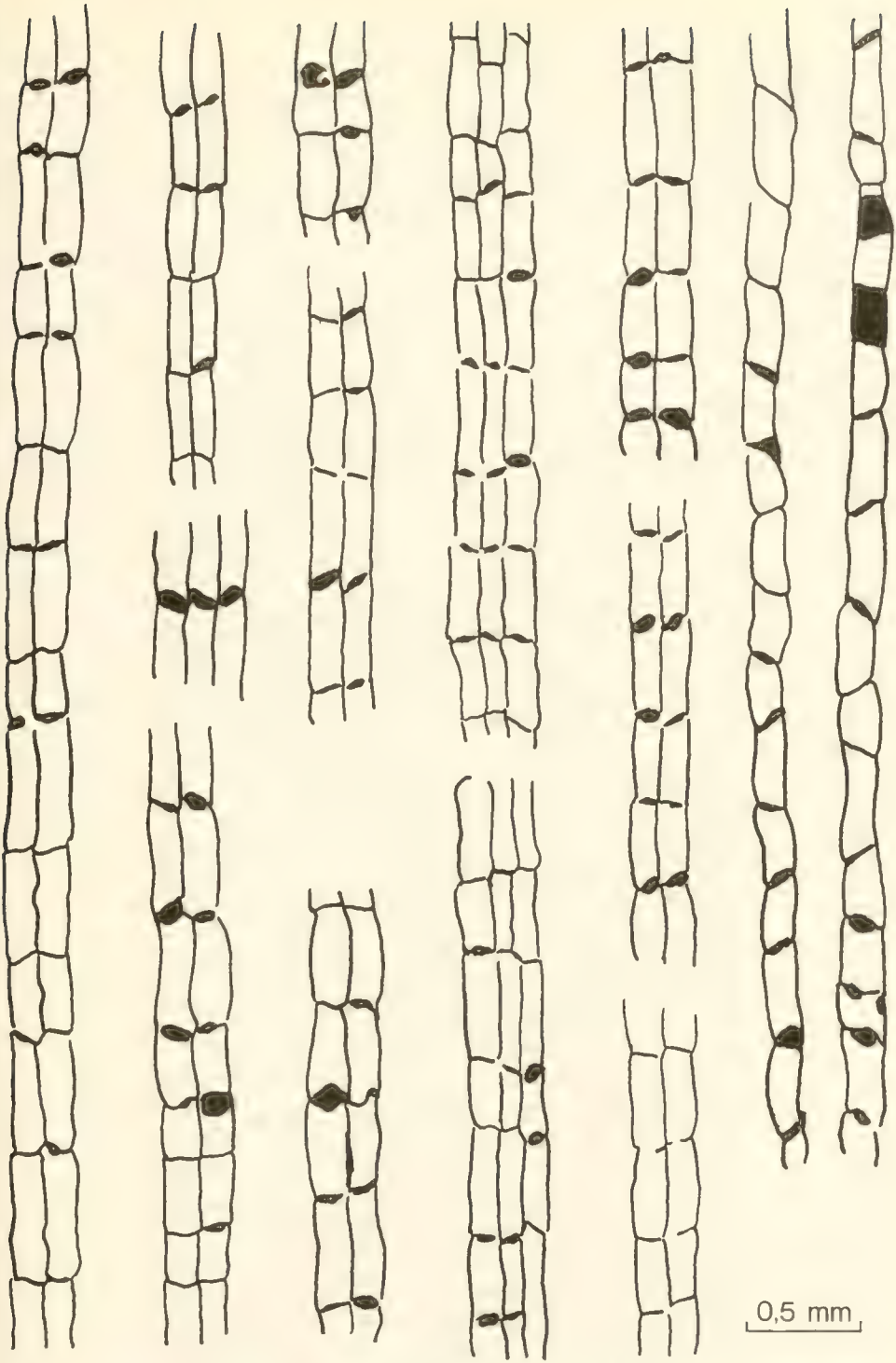


Abb. 5: Radialschliff, schematisiert. Gefaßglieder in stockwerkartiger Anordnung und vertikale Reihung von Einzelgefäßen (rechts). 1979 XV 2.

zend, sonst von Libriform und Holzparenchym umgrenzt, zwischen 2 Holzstrahlen meist nur ein, seltener höchstens 2 Gefäße nebeneinander, Orientierung der Porenstrahlen streng radial, schräge Ausrichtung ist selten, auffallend im Radialbild die fast ausschließliche Anordnung in deutlichem Stockwerkbau, Gefäßdichte 7–15 (Mittel 10) je mm². Libriformfasern die Grundmasse des Holzes bildend, in + deutlichen radialen Reihen zu 2–12 zwischen 2 Holzstrahlen, häufigste Werte (40 Zahlungen) 4–8 Reihen. Holzparenchym in tangential verlaufenden terminalen und apotrachealen Bändern, 18 (13) Bänder auf 12 (14) mm radiale Erstreckung, radiale Breite der Parenchymbänder (1)–2–4 Zellen (39–125 µm), teils 7–10 Zellen (590–957 µm) breit, radialer Abstand benachbarter Parenchymbänder im Minimum etwa 130 µm, teils netzartige Struktur zwischen Parenchymbändern und Holzstrahlen, einige Bereiche der Querschliffe ohne apotracheale Bänderung; innerhalb eines Parenchymbandes ein gro-

Abb. 6: Tangentialschliff. Heterogene Holzstrahlen mit Kantenzellen und Libriformfasern, teils septiert. 1979 XV 2. ×280

ßer (∅ 400 µm) und 2 benachbarte kleinere (∅ 160 µm) schizolysigene, rundliche Sekretgänge mit gelblich braunen und dunklen Inhaltsstoffen; paratracheales Parenchym in 1–2(3) Zellschichten die Gefäße nicht lückenlos umschließend, daneben diffuses Parenchym spärlich verstreut. Holzstrahlen 6–9 je mm, durch ein- oder beidseitige Berührung mit Gefäßen oft welllig verlaufend, im Tangentialbild schmal spindelförmig, vorwiegend 2–3 Zellen breit (38–71 µm), Höhe 2reihiger Holzstrahlen 6–10–(12) Zellen, 3reihiger 7–11–(16) Zellen, 2–3reihige Strahlen einschließlich teils vorhandener Kantenschwänze 240–600 µm, meist 332 µm hoch, einreihige Strahlen 3–8 Zellen hoch (200–332 µm), schwach heterogen mit 1–2–(5) Reihen stehender Kantenzellen, Typ Kribs IIa bzw. IIb. Inhaltsstoffe auffällig, vor allem schwarz in Gefäßen, Holzstrahlen und Parenchymbändern, daneben teils intensiv gelbe (seltener) und bräunliche Füllstoffe in den Gefäßen; ohne Thyllen.

Holzelemente: Gefäße im Querschnitt oval, radial gestreckt, bei Berührung abgeplattet. ∅ der Einzelgefäße radial 152 µm (99–198 µm), tangential 99 µm (55–121 µm), Zwillingsporen radial 223 µm (154–286 µm), tangential 99–165 µm, dreiporige Gefäße radial 311 µm (220–385 µm) tangential 88–143 µm, ein Porenstrahl mit 5 Gefäßen radial 572 µm, tangentiale Erstreckung maximal 154 µm; Länge der Gefäßglieder (50 Messungen) 347 µm (187–528 µm), Wandstärke ca. 7 µm, Durchbrechungen einfach, meist horizontal, seltener geneigt bis ca. 45°, Querwände tiefschwarz, Gefäßglieder auffallend stockwerkartig angeordnet; Hoftüpfel sehr klein, dicht stehend, Messung in Faserrichtung am Tangentialschliff ca. 3 µm, wechselständig, Höfe rundlich bis oval, Tüpfelspalt aus Gründen der Erhaltung nur vereinzelt sichtbar, waagrecht orientiert, zwischen Gefäßen und Holzstrahlen Tüpfel von gleichem Bau, nur vereinzelt schlecht erkennbar. Libriformfasern von rundlich-polygonalem Querschnitt, ∅ radial und tangential 7–18 µm, Fasern an der Zuwachsgrenze in einigen Lagen radial verkürzt und tangential gedehnt z. B. radial 8–13 µm, tangential 29 µm, Wandstärke 2–4 µm, teilweise septiert, Länge einer Libriformfaser z. B. 520 µm, 5mal septiert. Holzparenchymzellen meist in faserartiger Anordnung, vielfach im Radialbild ± längliche Zylinder, vertikal 75 µm (39–107 µm), tangential ca. 20 µm, radial 32 µm (25–52 µm), Kristallkammerschläuche nicht erkennbar, Kristalle in Parenchymzellen eventuell aus Gründen der Erhaltung nicht gefunden. Holzstrahlzellen zylinderförmig, teils quadratisch, vielfach von dunklen Inhaltstoffen erfüllt, liegende Zellen radial 45–91 µm, senkrecht 21–38 µm, tangential 10–27 µm; stehende Kantenzellen radial 29–67 µm, vertikal 46–100 µm, tangential 21–40 µm; in den stehenden Zellen häufig rhombische Einzelkristalle oder deren Reste sichtbar, ∅ der Kristalle ca. 54 µm, Kantenlängen z. B. 19:30 µm.

2.4 Bestimmung und Diskussion

Die diagnostisch wichtigsten Merkmale des vielfach gut erhalten gebliebenen Holzes sind:

– Gefäße gleichmäßig verstreut, einzeln und in radialen Gruppen zu 2–3 (5), Durchbrechungen einfach, wechselständige, dicht stehende ca. 4 µm große Tüpfel, auffälliger Stockwerkbau der Gefäßglieder

– Parenchymbänder terminal, autonom apotracheal, Parenchym spärlich paratracheal, teils diffus verstreut, schizolysigene, rundliche Sekretgänge

– Libriformfasern teils septiert

– Holzstrahlen niedrig, meist 2–3 (4) Zellen breit, schwach heterogen mit einer Reihe stehender Kantenzellen, einreihige Holzstrahlen vorhanden, in den Kantenzellen der Strahlen häufig rhombisch geformte Einzelkristalle

– Inhaltsstoffe in Gefäßen und Holzstrahlzellen, Färbung rötlichbraun und tiefschwarz, seltener gelblich.

Vergleich mit rezenten Hölzern

Diese Kombination der Merkmale wird nur von den Meliaceae erfüllt. Für einen Vergleich standen zur Verfügung

– Rezentmaterial (Dünnschnittpräparate):

Entandrophragma angolense (2234), *E. candollei* (540, 1221), *E. caudatum* (331), *E. congoense* (3931), *E. cylindricum* (524, 1405), *E. macrophylla* (1411), *E. utile* (525, 3927), *E. spec.* (1180, 8496, 8597).

Carapa guianensis (284), *C. moluccensis* (ohne Nr.), *C. obvata* (701), *C. procera* (1300, 8009). Kontrolliert wurden ferner Präparate anderer Gattungen der Meliaceae.

– Holzanatomische Beschreibungen und Abbildungen:

Verglichen wurden Arten der Gattungen *Entandrophragma* und *Carapa* bei Bartfoot & Hankins (1982: Fig. 10a), Brazier & Franklin (1961: 55–61; pl. 9 u. 14), Janssonius (1908, II: 199–207, Fig. 101), Kribs (1930: 724–738; 1959: 106–114, Fig. 238–252), Metcalfe & Chalk (1965, I: 352–358, Fig. 81), Normand (1955, II: 193–207, pl. LXXX), Panshin (1933: 638–668, pl. 37–48), Pearson & Brown (1932, I: 234–274), Schmidt 1951).

Vergleicht man Dunnschnitte, Abbildungen und Beschreibungen der rezenten Meliaceae mit dem Fossilrest, so kommen die Gattungen *Entandrophragma* (22 Arten) und *Carapa* (14 Arten) dem Holzbild am nachsten. Soweit anatomische Beschreibungen von den rezenten Arten derzeit vorliegen, konnen Vergleiche mit der Literatur erfolgen. *Carapa obvata* Blumi (Janssonius 1908:199, Abb. 10) zeigt hinsichtlich Parenchymverteilung und Stockwerkbau (Gefäße) eine gewisse Ähnlichkeit, ebenso die Dunnschnittpraparate von *Entandrophragma candollei* (540), *E. cylindricum* (1405) und einige andere Arten. Die Übereinstimmung bezieht sich vorwiegend auf die Gefaßverteilung, auf die Ähnlichkeit und Dichte der apotrachealen Parenchymbander und den Bau der Holzstrahlen, keineswegs jedoch auf alle Zellelemente.

Das auffalligste Merkmal des Holzes aus Rauscherod sind die stockwerkartig angeordneten Gefaßglieder (Radialbild). Innerhalb einer Gesteinsfläche von 1,7×1,2 cm sind ca. 100 Etagen an 2–3 nebeneinander verlaufenden Gefäßen in hervorragender Erhaltung zu sehen. Der Stockwerkbau des Fossilrestes ist streng auf die Gefäße beschrankt, betrifft also nicht Holzstrahlen oder Parenchym, wie dies von einigen Mahagoniholzern bekannt ist (*E. cylindricum*, *C. obvata*).

Weder in der Literatur noch an Dünnschnittpraparaten konnte ein rezentes Meliaceenholz gefunden werden, dessen Gefäßglieder einen so auffälligen Stockwerkbau zeigen.

Vergleich mit fossilen Hölzern

Unter den fossilen *Carapoxylon*-Holzern kommen für einen Vergleich *C. fasciatum* und *C. ornatum* (Mädel 1960, Abb. 1 u. 2) in Frage. Beide Holzer stammen aus den miozänen Schichten des Randecker Maares (Schwabische Alb). Bei diesen Hölzern ergeben sich Ähnlichkeiten in der Gefaßverteilung und Anordnung der Poren sowie bei weiteren wichtigen Merkmalen (Parenchymbänderung, Holzstrahlen, septierte Fasern).

Das Holz aus Rauscherod entspricht teilweise auch den Meliaceenholzern aus Rumänien, *Carapoxylon heteroradiatum* Petrescu (1978) und *Entandrophragmoxylon lateparenchimatosum* Petrescu (1978), Generotypus *Entandrophragmoxylon* Louvet (1963). Das Meliaceenholz aus Perekeschkul bei Baku (Felix 1894; nov. comb. Mädel 1960) zeigt dagegen, besonders im Querschnittsbild (Mädel 1960, Abb. 3), erhebliche Unterschiede.

Unter Berucksichtigung der Variationsbreite der Holzstruktur rezenter Gewachse, können paläoxylotomisch begründete Artabgrenzungen nicht unkritisch übernommen werden. Das Holz aus Rauscherod weicht jedoch in einem entscheidenden Merkmal von allen bisher be-

schriebenen Meliaceenholzern (*Carapoxylon*, *Entandrophragmoxylon*) durch den auffälligen Stockwerkbbau seiner Gefäßglieder ab. Obwohl die Länge einzelner Gefäßglieder in der Regel (Rezentanatomie) nur an mazeriertem Material meßbar ist, konnen am Fossilrest aus Rauscheröd die Einzelgefäße mit hinreichender Genauigkeit gemessen werden (etwa 100 Etagen auf kleiner Radialfläche). Nach Metcalfe & Chalk (1965, I: XXVII) ist das Merkmal Stockwerkbau „a most useful character", verursacht durch extrem kurze Kambiumzellen wahrend der ontogenti schen Entwicklung des Holzes (Bejjer 1927). Dieses bei Hölzern der Tropen verbreitete Merkmal gilt in Verbindung mit einfacher Gefäßdurchbrechung als Index für ein hohes Niveau der Xylemspezialisierung. Das Merkmal Stockwerkbau zeigt eine starke taxonomische Bindung innerhalb bestimmter Familien (Metcalfe & Chalk 1965, II: 1352). Unter 17 rezenten Holzproben der Gattung *Entandrophragma* fanden sich nur 3 Proben mit wenigen, stockwerkartig orientierten Gefäßgliedern *E. candollei* –540, *E. utile* –3927, *E. spec.* –8597), ein Holzbild (Radialschliff), das in der Ausprägung des Stockwerkbaues keineswegs dem des Fossilrestes entspricht.

Unter den bisher beschriebenen fossilen Meliaceenholzern (Madel 1960, Greguss 1969, Petrescu 1978) fehlen Hinweise auf das Merkmal Stockwerkbau. Die Auffälligkeit des Stockwerkbaus kann den bekannten, minutiös arbeitenden Autoren Erika Madel und J. Petrescu keineswegs entgangen sein. Bei der Beschreibung von *C. fasciatum* und *C. ornatum*, Holzer aus miozänen Schichten des Randecker Maares, stellt Madel (1960, S. 400 bzw. 403) sogar nachdrücklich fest, daß Stockwerkbau (Gefaße, Parenchym, Markstrahlen) bei beiden Fossilien fehlt.

Das autonome, sicher genetisch bedingte Holzmerkmal des Gefaß-Stockwerkbaus ist kaum einer geographischen Umprägung zwischen den Biotopen des Randecker Maares, Rumäniens und Südbayerns (Rauscheröd) zugänglich.

In Kombination mit den übrigen Merkmalen rechtfertigt der auffällige Stockwerkbau beim vorliegenden Fossilrest mit Sicherheit eine artliche Trennung. Eine Bestätigung dieser Meinung liefern Radialschliffe von weiteren Kieselhölzern aus dem Aufschluß Rauscherod, ebenfalls *Carapoxylon*-Hölzer, mit stockwerkartig orientierten Gefäßgliedern in teils hervorragender Erhaltung.

Der verkieselte Holzrest aus dem Ortenburger Schotter zeigt alle typischen Merkmale der Gattung *Carapoxylon* Madel (1960). Infolge des auffälligen Stockwerkbaus seiner Gefäßglieder kann er bisher beschriebenen Arten nicht zugeordnet werden und bekommt die Bezeichnung *Carapoxylon ortenburgense* n. sp. (Lokalität Ortenburg).

Vergleichend-anatomische Untersuchungen weiterer Kieselholzer der Gattung *Carapoxylon* aus dem Ortenburger Schotter versprechen einen vertieften Einblick in die Holzstruktur. Hierbei wird zu klären sein, ob Einzelkristalle außer in Holzstrahl-Kantenzellen auch in axialen Parenchymzellen vorkommen (Madel 1960, Abb. 4–6). Die ersten Funde von *Carapoxylon*-Hölzern aus jungtertiären Schichten Südbayerns werden durch den Nachweis eines ringporigen Meliaceen-Holzes, *Cedreloxylon* nov. gen. (Selmeier 1984), aus Seibersdorf ergänzt.

Variationsbreite der Holzstruktur

Die für eine holzanatomische Bestimmung zur Verfügung stehenden Schnittflächen (Dünnschliffe), sind nicht nur ein ausschließlich zufalliger Anteil des einstigen Baumes, sondern vor allem nur ein prozentual winziges Strukturteilchen aus einem uns ansonsten völlig unbekannten Baumindividuum.

Qualitative und quantitative Merkmale des sekundären Xylems variieren teils erheblich innerhalb taxonomischer Einheiten (Gattung, Art), beeinflußt von Baumalter, Dichte des Bestandes, Bodenqualität, Höhenlage, Feuchtigkeit, Temperatur und geographischer Region. Das

mikroskopische Holzbild zeigt außerdem unterschiedliche Strukturen je nach dem Ort der entnommenen Probe innerhalb ein und desselben Baumindividuums (Stammhöhe, mark- oder rindennahes Holz, Wurzel, Ast, Reaktionsholz). Über den derzeitigen Kenntnisstand der angedeuteten Problematik berichten Barefoot & Hankins (1982: 141–158, Fig. 6.1.–6. 9.).

Da selbst bei rezenten Hölzern das globale Spektrum der möglichen Variationsbreite des mikroskopischen Holzbildes derzeit meist unbekannt ist, müssen Schlußfolgerungen aus quantitativen Merkmalen (Mittelwerte) bei tertiären Laubholzresten kritisch beurteilt werden. Vielen statistischen Mittelwerten quantitativer Merkmale kommt selbst in der rezenten Holzanatomie keine Bedeutung zu („statistically meaningless"), da sie sich nur auf ein oder zwei Holzproben beziehen.

Im Gegensatz zu den quantitativen Merkmalen sind die qualitativen Struktureigenheiten eines Holzes während der gesamten Wachstums- und Lebenszeit der Pflanze weitgehend genetisch stabilisiert. Beschreibungen des mikroskopischen Holzbildes erfassen daher vorwiegend qualitative Merkmale (Grosser 1977).

Wenn beim vorliegenden Fossilrest auch quantitative Daten erfaßt wurden, so erfolgt dies in Übereinstimmung mit anderen Bearbeitern fossiler Hölzer (z. B. Mädel, Müller-Stoll, Privé-Gill, Süss). Die histometrische Auswertung fossiler Holzproben ermöglicht bei dem raschen Fortschritt der Computer unterstützten Rezentanatomie in Zukunft mit Sicherheit zusätzliche paläoökologische Einsichten und Deutungen. Die ökologische und phylogenetische Signifikanz bei der Ausprägung unterschiedlichster Holzstrukturen konnte z. B. innerhalb der Gattung *Ilex* (Aquifoliaceae) nachgewiesen werden (Baas 1973). Ein wenige Jahre vorher auch histometrisch ausführlich erfaßtes *Ilex*-Holz, *Ilexylon austriacum*, aus dem Ottnangien von Gallspach (Stemmler 1970), wird daher hinsichtlich Standort und Klima einer gesicherteren Beurteilung nachträglich zugänglich sein. Baas (1973) konnte in umfangreichen Untersuchungen deutliche Einwirkungen der Umwelt (geographische Breite, Höhenlage, tropisches Tiefland, temperierte Regionen) auf spezielle holzanatomische Merkmale innerhalb der rezenten Gattung *Ilex* nachweisen, Erkenntnisse, die paläoökologischen Deutungen (Standort, Klima) mehr Gewißheit verleihen.

Computer-unterstützte Bestimmung

In jüngster Zeit bietet ein IBM Computer am Department of Wood and Paper Science, North Carolina State University, Raleigh, USA, die Möglichkeit, fossile Laubhölzer aufgrund erhalten gebliebener mikroskopischer Merkmale innerhalb von maximal 86 Sekunden taxonomisch einzugrenzen oder zu bestimmen (Familie, Gattung, Art).

Die Datenbank verfügt über 4726 Merkmalseingaben, entnommen dem Oxford Schlüssel, dem IPRL Schlüssel für Laubhölzer (1961) und den Standardwerk „Anatomy of the Dicotyledons', Volume I u. II von Metcalfe & Chalk (1950).

Über die Vorbereitungen (mikroskopische Merkmale = Zahlen) und Programmierung einer Computer-unterstützten Identifikation eines rezenten oder fossilen Holzes informieren Pearson & Wheeler (1981) und Barefoot & Hankins (1982).

Die Kieselhölzer der Oberen Süßwasser Molasse und seiner Randgebiete konnten somit nach entsprechender Vorbereitung und Programmierung in relativ kurzer Zeit bestimmt oder taxonomisch eingegrenzt werden.

Für das Mahagoniholz aus Rauscherod sind die diagnostisch wichtigen Merkmale gemäß den geltenden Vorschriften (Barefoot & Hankins, 1982) nach der „Diagnose" angeführt.

Die Familie der Meliaceae war unter den Kieselholzern aus den Schichten der Oberen Süßwassermolasse Bayerns bisher nicht bekannt. Der Mahagonistamm aus Rauscheröd, ein Vertreter pantropisch verbreiteter Waldvegetation, ist holzanatomisch gut erhalten und gibt Anlaß zu einigen palökologischen Deutungsversuchen.

Geologie: Der Mahagonistamm wurde aus dem Ortenburger Schotter geborgen. Alle geologischen Befunde (Grimm 1977; Unger 1983) bestätigen eine fluviatile Schüttung von SE in ein zunehmend verlandendes, brackisch-marines Meeresbecken. Die zahlreichen, in einer Kiesschicht liegenden Kieselholzer stammen aus einem großen Schotterdelta mit Mächtigkeiten von etwa 50 m und deutlich erkennbarer schraggeschichteter Deltaschüttung (Gruben: Rauscheröd, Aldersbach, Hainberg, Linden, Neustift, Ortenburg, Rainding, Walchsing).

Einbettung: Der 1,72 m lange Mahagonistamm ist scharfkantig und rauh, geglättete Oberflächen fehlen. Ein längerer Transportweg zwischen dem Ort des Wachstums und dem der Sedimentumhüllung ist daher auszuschließen und als Annahme abwegig.

Fauna: Die paläogeographische Rekonstruktion des fossilen Deltas ist durch Zoofossilien belegt. Gefunden wurden brackische Muscheln und Schnecken, Reste von Haien, Teleostiern und Seekuhen, daneben Zähne und Knochen von Eletantenvorläufern aus dem fluviatilterrestrischen Milieu.

Dendrochronologie: Dem Holz aus Rauscherod fehlen ausgeprägte Jahresringe. Diese bedeutsame Eigentümlichkeit ist typisch für Holzgewächse tropischer Klimate. Das Kieselholz hat nur autonom bedingte Zuwachszonen (nicht Jahresringe), markiert durch terminale Parenchymbänder, durch eine geringe Veränderung des Porendurchmessers und teils der Porendichte. Tropische Laubhölzer reagieren nur bei längerer Trockenperiode mit der Ausbildung von jahrringähnlichen Zonen. Für den im vorliegenden Bereich (Dünnschliffe) erkennbaren Lebensabschnitt des einstigen Baumes lag eine Trockenperiode nicht vor.

Rezente Vergleichsgattungen: Die Familie der Meliacae ist mit 50 Gattungen (1400 Arten, 360 Bäume) fast ausschließlich pantropisch verbreitet. Die dem Fossilrest am nächsten stehenden Gattungen sind *Carapa* und *Entandrophragma*, meist gut geformte oder zylindrische Stämme mit einer astfreien Nutzlänge von 15–25 m und ± hohen Brettwurzeln. Viele Meliaceenhölzer, braun bis rotbraun gefärbt, verfügen über eine große natürliche Dauerhaftigkeit (Kernholz) gegenüber dem Befall durch Pilze und Insekten, sind jedoch nicht bohrmuschel- und termitenfest.

Die rezenten Vergleichsgattungen besiedeln vorwiegend Standorte der unteren tropischen Regenwälder, erreichen jedoch auch höher gelegene und trockenere Biotope (Hutch 1966, Knapp 1973, Nairn 1957, Panshin 1933, Pearson & Brown 1932). Nach Engler (1964, II: 271) besiedelt *Xylocarpus obvatus* die Mangroveformation.

Da ein längerer Transportweg für das nicht abgerollte Kieselholz auszuschließen ist, liegt es nahe, den Wachstumsort des Mahagonibaumes in sumpfig-brackischen Küstenwäldern, in landeinwärts verbreiteten Flußuferwäldern oder in Tieflandsregenwäldern bis zu einer Meereshöhe von 500–1000 m zu vermuten. Die Sumpf-, Flußufer- und Strandwälder bleiben vielfach in ihrem Charakter bis in die erwähnten Höhen trockenerer Biotope ± unverändert.

Rekonstruktion des Waldbildes: Das Mahagoniholz wurde in einer Schicht gefunden, die seit langem gleichzeitig durch verkieselte Palmenreste (Jung 1979) bekannt ist. Meliaceenbäume und Palmen können in niederschlagsreichen, warmen Klimaten gemeinsame Standorte bestocken. Soweit derzeit aus der Kontrolle neuer Dünnschliffe bekannt, fehlen unter den Kieselhölzern des Ortenburger Schotters bisher jegliche Reste von Gymnospermen. Dieser holzanatomische Befund würde der Zusammensetzung küstennaher Tropenwälder insofern entsprechen, da Gymnospermen in den Tropen höhere Gebirgslagen bevorzugen. Die Kiesel-

holzer des Ortenburger Schotters sind im Vergleich zu den vielen Funden aus dem übrigen Molassebecken relativ groß (Stammbruchstücke). Möglicherweise begünstigte die paläogeographische Situation (Deltaschuttung) eine rasche Einbettung der fluviatil küstenwärts driftenden Holzstamme. Die auffallige Haufung von Kieselhölzern im Ortenburger Schotter könnte ihre Ursache zusatzlich in einer eventuell kilometerbreiten Zonierung einer Waldvegetation mit relativ wenigen Holzarten (Gattungen) haben. In den tropischen Regenwäldern der unteren Regionen neigt *Entandrophragma utile* zu gruppenweisem Vorkommen.

Besonderes Interesse beansprucht daher die weitere holzanatomische Analyse der Dünnschliffe von Kieselhölzern aus dem Ortenburger Schotter.

Biostratigraphie: Die ökologische Analyse von Blattfloren und Kleinsaugerfaunen im Bereich der Oberen Süßwassermolasse Suddeutschlands ergab in Korrelation mit den Säugetiereinheiten MN 4–9 (Mein 1975) eine stratigraphische Reihung der vegetationskundlichen Entwicklung (Jung & Mayr 1980). Der Mahagonistamm aus Rauscherod stammt innerhalb dieser zeitlichen Abfolge aus der Zone MN 4b, jenem ersten Hohepunkt in der Entwicklung der Lebewelt der OSM (Obere Süßwasser Molasse). Unter den Kleinsaugern (Schlafmäuse) erreichen die Gattungen *Myoglis* und *Paraglirulus* einen dominierenden Anteil. Als ausgesprochene Waldbewohner bevorzugen sie Biotope mit hohen Niederschlagsmengen.

Interessante angiosperme Bautypen von Kieselholzern aus dem Ortenburger Schotter bestätigen bereits jetzt, obwohl noch nicht ausgewertet, den von Jung & Mayr (1980) postulierten ersten Entfaltungsschwerpunkt der Vegetation.

Das Mahagoniholz aus Rauscherod ist hierfur ein erster palaoxylotomischer Beleg jener palaobotanisch einstweilen nur ganz ungenugend zu kennzeichnenden Vegetation der Zone MN 4b (Jung & Mayr 1980: 165).

3. Fossile Meliaceenreste

Aus den tertiären Schichten Südbayerns und seiner angrenzenden Regionen sind mehrfach Pflanzenreste der Meliaceae nachgewiesen.

3.1 Blätter und Fruktifikationen

1963 *Toona seemannii.* – Rüffle, Paläont. Abh., **I**, 3, S. 226–227, Taf. XI, Fig. 1–4; Taf. XXVII, Fig. 1–4; Randecker Maar, Obermiozän.

1968 *Cedrela sarmatica.* – Jung, Ber. naturw. Ver. Landshut, 25, S. 46, Abb. 20; Lerch bei Prienbach, Obermiozän.

1969 „*Cedrela*" *sarmatica* – Knobloch, Tertiäre Floren von Mähren, S. 124–125, Abb. 268, Taf. LXIV, Fig. 3; Mähren (CSSR), Tertiär. Aus dem ungarischen Sarmat (1955) und dem Pannon des Wiener Beckens (1957) wurde *C. sarmatica*, É. Kovács (1957) erstmals bekannt.

1978 *Melia czeczottii* – Gregor, Palaeontographica, B, 167, 1–3, S. 44–45, Abb. 12a und b, Taf. 10, Fig. 1a–d; Schwandorf (Oberpfalz), Braunkohlen-Tagebau, Mittelmiozän.

3.2 Hölzer

Außer dem hier beschriebenen Mahagonistamm von Rauscherod ist derzeit noch ein zweites Kieselholz anatomisch eingehend untersucht, das mit Sicherheit der durch Ringporigkeit ge-

kennzeichneten Meliaceen-Gattung *Cedrela (Toona)* angehört. Es wurde hierfür die Gattung *Cedreloxylon* (Selmeier 1984) aufgestellt. Der Fundort dieses Meliaceenholzes, ebenfalls ein großes Stammbruchstück, ist Seibersdorf am Inn, vom Aufschluß Rauscheröd etwa 80 km Luftlinie entfernt (Abb. 1).

Durch die Entdeckung von zwei Meliaceenhölzern im Bereich des südbayerischen Molassebeckens ermutigt, werden derzeit Dünnschliffe der Kieselholzcollektion aus dem Ortenburger Schotter sowie von Kieselhölzern anderer Fundgebiete überprüft.

Bereits hier kann mitgeteilt werden, daß etwa zehn weitere Meliaceenhölzer, vergleichbar den Gattungen *Entandrophragma* und *Carapa,* nachweisbar sind.

Auf die von Madel (1960) und Petrescu (1978) beschriebenen Mahagonihölzer der Gattung *Carapoxylon* aus dem Randecker Maar, aus Perekeschkul bei Baku und aus Mesteacănu in Rumänien wurde eingangs hingewiesen. Zu erwähnen ist noch ein in nur 18 Zeilen Text beschriebenes Meliaceenholz, *Meliaceoxylon matrense*, aus dem Helvet Ungarns (Greguss 1969: 89–90, pl. LXXX, Fig. 1–9). Zu *Entandrophragmoxylon* Louvet (1963) stellt Petrescu (1978: 159–162) ein anderes Meliaceen-Holz aus Rumänien (Tămasa).

Diese Auflistung berücksichtigt nur die Meliaceen-Holzer aus dem europaischen Tertiar.

Dank

Herrn Prof. Dr. W. Jung, Leiter der Abteilung Palaobotanik am Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie danke ich besonders für die Überlassung des Fossilrestes für eine Bearbeitung. Herr Dr. D. Grosser, Leiter der Abteilung Holzanatomie und Pathologie am Universitäts-Institut für Holzforschung und Holztechnik, Munchen, gestattete die Benützung von Holzproben, Literatur und optischen Geräten für einen Rezentvergleich.

An den technischen Arbeiten beteiligten sich die Herren K. Dossow (Abb. 1), F. Hock und R. Rosin (Photos) sowie H. Mertel (Dünnschliffe). Allen Genannten sei gleichfalls herzlich gedankt.

Schriftenverzeichnis

Baas, P. (1973): The wood anatomical range in *Ilex* (Aquifoliaceae) and its ecological and phylogenetic significance. – Blumea, **21** (2): 193–258, 13 Abb., 6 Taf.; Leiden.

Barefoot, A. C. & Hankins, F. W. (1982): Identification of modern and Tertiary woods. 189 S., zahlr. Abb.; Oxford (Clarendon Press).

Brazier, J. D. & Franklin, G. L. (1961): Identification of hardwoods. A microscope key. – VIII + 96 S., 32 Taf.; London (Her Majesty's Stationery Office).

Dadswell, H. E. & Ellis, D. J. (1939): The wood anatomy of some Australian Meliaceae with methods for their identification. – Council sci. ind. Res. Bull., **124:** 1–2, 6 Taf.; Melbourne.

Engler, A. (1964): Syllabus der Pflanzenfamilien, **2.** – 666 S., 249 Abb., 1 Kt.; Berlin-Nikolassee (Bornträger).

Fahlbusch, V. (1981): Miozan und Pliozan – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Suddeutschland – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21:** 121–127, 1 Tab.; München.

Grimm, W.-D. (1977): Erd- und Landschaftsgeschichte der Umgebung von Griesbach im Rottal. – Therme, **1:** 7–13, 8 Abb., 2 Grafik; Griesbach i. Rottal.

Gregor, H.-J. (1978): Die miozanen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfalzer Braunkohle I. Funde aus den sandigen Zwischenmitteln. – Palaeontographica, B, **167:** 8–103, 30 Abb., 4 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.

Greguss, P. (1969): Tertiary angiosperm woods in Hungary. – 151 S., 2 Tab., 93 Taf.; Budapest (Akademiai Kiadó).

GROSSER, D. (1977): Die Hölzer Mitteleuropas. – 208 S., 64 Taf., 3 Falttaf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

HAAS, J. (1984): Der Ortenburger Schotter, ein Schotterdelta in der Süßbrackwassermolasse von Ostniederbayern (geologische, sedimentpetrographische und terrestrisch-photogrammetrische Untersuchungen). – Inaug.-Diss., 200 S., Univ. München.

HÉDIN, L. (1930): Commercial Mahagonies of French Cameroon. – Tropical Woods, **21:** 1–5; New Haven.

HUECK, K. (1966): Die Wälder Südamerikas. – 422 S., 253 Abb.; Stuttgart (G. Fischer).

JANSSONIUS, H. H. (1908): Meliaceae. – In: MOLL, J. W. [Hrsg.]: Micrographie des Holzes der auf Java vorkommenden Baumarten, **2:** 110–215, 11 Abb.; Leiden. (E. J. Brill).

JUNG, W. (1968): Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- und Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. – Naturwiss. Ver. Landshut, **25:** 43–71, 38 Abb.; Landshut.

JUNG, W. (1979): Palmenholz mit Wurzelmantel. – Jahresber. u. Mitt. Freunde Bayer. Staatsslg. Paläontol. hist. Geol. München, **7:** 12–13, 1 Abb.; München.

JUNG, W. (1981): Sind die fossilen Palmen aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns umgelagert? – Ber. Bayer. Bot. Ges., **52:** 109–116, 3 Taf.; München.

JUNG, W. & MAYR, H. (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 159–173, 1 Abb., 1 Tab.; München.

KNAPP, R. (1973): Die Vegetation von Afrika. – 626 S., 823 Abb., 825 Tab.; Stuttgart (G. Fischer).

KNOBLOCH, E. (1969): Tertiäre Floren von Mähren. – 201 S., 309 Abb., 78 Taf.; Brno (Moravské Museum).

KRIBS, D. A. (1930): Comparative anatomy of the woods of the Meliaceae. – Amer. J. Bot., 17: 724–738; Lancaster/Pa.

MÄDEL, E. (1960): Mahagonihölzer der Gattung *Carapoxylon* n. g. (Meliaceae) aus dem europäischen Tertiär. – Senk. leth., **41:** 393–421, 6 Abb., 6 Taf.; Frankfurt a. Main.

MEIN, P. (1975): Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. – In: Report on Activity of the R.C.M.N.S. Working Groups (1971–1975), I.U.G.S. Comm. on Stratigr., Subcomm. on Neogene Stratigr., S. 77–81, Tab. 1; Bratislava.

METCALFE, C. R. & CHALK, L. (1950): Anatomy of the Dicotyledons, 1 u. 2. – lxiv + 1500 S., 317 Abb., 6 Tab., 5 Diagramme; Oxford (Clarendon Press).

NORMAND, D. (1950): Atlas des bois del la Côte-d'Ivoire, **2.** – 115 S., 55 Taf.; Nogent-sur-Marne.

PANSHIN, A. J. (1933): Comparative anatomy of the woods of the Meliaceae, sub-family Swietenioideae. – Amer. J. Bot., **20:** 638–668, Taf. 37–48; Lancaster/Pa.

PEARSON, R. S. & BROWN, H. P. (1932): Commercial Timbers of India, **1.** – 548 S., 182 Abb.; Calcutta (Government of India).

PEARSON, R. G. & WHEELER, E. A. (1981): Computer identification of hardwood species. – IAWA Bulletin, **2** (1): 37–40; Leiden.

PETRESCU, J. (1978): Etudes sur les flores paléogènes du nord = ouest de la Transylvanie et de la Moldavie Centrale. – 184 S., 39 Abb., 74 Taf.; Bucarest (Univ. Cluj-Napoca).

RECORD, S. J. (1941): American timbers of the Mahagony familiy. – Tropical woods, **66:** 7–33, 7 Abb.; New Haven.

RÜFFLE, L. (1963): Die obermiozäne (sarmatische) Flora vom Randecker Maar. – Paläont. Abh., **1** (3): 139–298, 45 Abb., 34 Taf.; Berlin (Akademie-Verlag).

SCHMIDT, E. (1951): Holzbeschreibungen wichtiger Handelshölzer. Sipo-Mahagoni, Nr. 19. – 4 S., 4 Abb.; Berlin-Grunewald (F. Haller).

SELMEIER, A. (1970): Ein verkieseltes *Ilex*-Holz, *Ilicoxylon austriacum* n. sp., aus den Atzbacher Sanden (Ottnangien) von Gallspach. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11:** 683–700, 12 Abb.; Stuttgart.

SELMEIER, A. (1984): Ein jungtertiäres Kieselholz der Gattung *Cedreloxylon* n. gen. (Meliaceae) aus Seibersdorf (Niederbayern). – [in Druckvorbereitung].

UNGER, H. J. (1983): Die Forschungsbohrungen GLA 1–5, die Stratigraphie des tieferen Untergrundes und die Lagerung des Ortenburger Schotters. – Verh. Geol. B.-A. (Jg. 1982), **3:** 285–311, 11 Abb., 2 Tab.; Wien.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Carapoxylon ortenburgense n. sp., BSP 1979 XV 2

Bild 1: Verkieseltes Stammbruchstück aus Rauscheröd.
Bild 2: Radialschliff. Gefäße mit einfachen Durchbrechungen, stockwerkartig orientiert. × 47
Bild 3: Tangentialschliff. Holzstrahlen und Gefäße mit kleinen Tüpfeln. × 160

Tafel 2

Carapoxylon ortenburgense n. sp., BSP 1979 XV 2

Bild 1: Tangentialschliff. Gefäße mit einfacher Durchbrechung, Libriformfasern und Holzstrahlen. × 110.

Tafel 3

Carapoxylon ortenburgense n. sp., BSP 1979 XV 2

Bild 1: Radialschliff. Gefäße stockwerkartig angeordnet, mit einfacher Durchbrechung. × 130
Bild 2: Tangentialschliff. Ein- und dreireihiger Holzstrahl mit Libriformfasern. × 225
Bild 3: Radialschliff. Rhombische Einzelkristalle in den Kantenzellen der Holzstrahlen. × 320

Tafel 4

Carapoxylon ortenburgense n. sp., BSP 1979 XV 2

Bild 1: Tangentialschliff. Kleine, wechselständige Hoftupfel in dichter Anordnung mit querstehendem Spalt (oben links). × 480
Bild 2: Radialschliff. Schwach heterogene Holzstrahlen mit Kantenzellen. × 70
Bild 3: Querschliff. Schizolysigene Sekretgänge innerhalb eines tangentialen Parenchymbandes. × 50

SELMEIER, A.: *Carapoxylon ortenburgense* n. sp.

Tafel 1

SELMEIER, A.: *Carapoxylon ortenburgense* n. sp.

Tafel 2

1

2

3

SELMEIER, A.: *Carapoxylon ortenburgense* n. sp.

Tafel 3

1

2

3

SELMEIER, A.: *Carapoxylon ortenburgense* n. sp.

Tafel 4

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 23 | 119–124 | München, 30. 12. 1983

Tempskya-Funde aus jungquartären Schottern Süddeutschlands

Von Walter Jung*)

Mit 2 Tafeln

Kurzfassung

In jungquartären Schottern Süddeutschlands wurden erstmals sechs stark abgerollte Reste der Farngattung *Tempskya* Corda entdeckt. Näher bestimmbar ist einstweilen aber nur das Stück aus frühpostglazialen Isarschottern, das in einer Kiesgrube nordlich Münchens zum Vorschein kam. Nach Große und Struktur der Einzelstammchen besteht große Ähnlichkeit mit *T. grandis* Read & Brown, noch bessere aber mit einem kürzlich aus Südengland beschriebenen Fossil. Die fünf übrigen Gerölle aus den Donauschottern dürften einer anderen Art zugehoren. Als primäres Stratum kommen nur Sedimente der alpinen Kreide in Frage.

Abstract

In Southern Bavaria six specimens of the fern genus *Tempskya* Corda were found in gravel beds of Quarternary age. Only one trunk, collected near Munich, was well-preserved enough for a specific identification. This specimen was believed to have affinity with *T. grandis* Read & Brown and particularly with a specimen described by Chandler from Kent. The most likely original source for the fossils is the Cretaceous of the alps.

Zu den sonderbarsten Erscheinungen der vorzeitlichen Pflanzenwelt dürfen die Arten der Farngattung *Tempskya* Corda gerechnet werden. Obwohl hierhergehörende Reste erstmals bereits 1824 aus England beschrieben wurden (Stokes, Webb & Mantell), ist unsere Kenntnis von den europaischen Tempskyen recht gering geblieben. Eine eingehendere und ausreichend bebilderte Beschreibung haben wir nur von der in Rußland gefundenen *T. rossica* (Kidston & Gwynne-Vaughan 1911) und von dem Rest, den vor einiger Zeit Chandler (1968) aus England bekanntgemacht hat. Die bereits aus dem vorigen Jahrhundert beschriebenen englischen Stücke (Seward 1894) und die fünf von Corda (1845) aufgestellten Arten aus Böhmen erfuhren keine Neubearbeitung ebensowenig wie die norddeutschen Tempskyen (Dunker 1846, Schenk 1877), die zumeist gar nicht mehr in der Literatur berücksichtigt werden. Besser bearbeitet erscheinen auf den ersten Blick die zahlreichen nordamerikanischen Fossilien, mit denen sich eine ganze Reihe berühmter Paläobotaniker beschäftigt hat (Berry 1911, Seward 1924, Read & Brown 1937, Read 1939, Arnold 1945, 1958, Andrews & Kern 1947, Ash & Read 1976). Aber auch diese großteils vorzüglichen Publikationen haben eigentlich zu keiner befriedigenden taxonomischen Gliederung der Gattung geführt. Dies beruht nicht zuletzt darauf, daß von etlichen Arten doch auch nur sehr wenig Material vorliegt und die Formen des europäischen Festlandes eben kaum mit den US-Materialien verglichen wurden.

*) Prof. Dr. W. Jung, Abteilung fur Palaobotanik, Institut fur Palaontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Auch die *Tempskya*-Stammstücke aus Süddeutschland, über die hier vorläufig berichtet werden soll, werden diese Wissenslücke nicht schließen, könnten aber Anlaß sein, die europäischen Reste einmal insgesamt vergleichend zu bearbeiten, insofern das ältere Material überhaupt noch zugänglich ist.

Das neue Material umfaßt 6 Stammreste, ohne Ausnahme stark abgerollt.

Das zuerst gefundene Fossil kam bereits am 26. 12. 1974 in einer Kiesgrube wenige Kilometer nördlich der Stadtgrenze Münchens zum Vorschein. H. Obermüller sammelte es inmitten spätwürmzeitlicher und frühpostglazialer Schotter auf. Der ursprüngliche maximale Durchmesser des Gerölls betrug 14 cm. Inzwischen sind oben und unten je eine Kalotte abgeschnitten, wovon eine beim Sammler verblieb. Von der zweiten wurde ein Dünnschliff angefertigt. Da dieses Münchner Stück von den sechs Resten das am besten erhaltene zu sein scheint, beziehen sich alle anatomischen Angaben auf dieses Specimen (Inv.Nr. 1975 I 15).

Die fünf restlichen Tempskyen wurden von H. Haberda aus einer Kiesgrube nordwestlich Niederaltaich geborgen, wo in Donaunähe ebenfalls postglaziale Schotter aufgeschlossen waren, die dort für den Autobahnbau gewonnen wurden. Eines der Stücke hat Haberda (1982) in einem kleinen Bericht über seine umfangreichen Kieselholzaufsammlungen bereits abgebildet (loc. cit. Abb. 3, unten links). Dieser Rest zeigt zwar interessante Einzelheiten, ist eindeutig mit dem Münchner Stück auch nicht artidentisch, soll aber zunächst unversehrt bleiben. Nach der kuppelförmigen Form zu schließen, könnte es sich bei dem seitlich abgeflachten Geröll (Maße 10,5 × 5 × 8 cm) um das apikale Ende eines „Schein-Stammes" handeln; von den übrigen vier zeigt eines wiederum größere Dimensionen: Maximaler Durchmesser vor dem Zersägen 14,5 cm. Der Finder überließ von diesem leider nicht ideal erhaltenen Stammteil dankenswerterweise ein Stück der Bayerischen Staatssammlung (Inv.Nr. 1982 I 79), wie auch von zwei etwas kleineren, maximal 9,5 und 7,5 cm messenden Geröllen (Inv.Nr. 1983 I 37 und 39). Da letztere fast nur aus Adventivwurzeln bestehen, könnten hier basale Teile vorliegen (Andrews & Kern). Der sechste Rest, nur wenige Zentimeter groß, liegt in der Slg. Haberda; auch er nur ein Stück Wurzelmantel.

Wie bereits oben erläutert, kann einstweilen eine artliche Bestimmung und nähere Beschreibung nur für das Münchner Stück versucht werden.

Beschreibung: Scheinstamm radial aufgebaut. Auf der größeren (9×14 cm) der polierten Schnittflächen sind 77 Einzelstelen zu zählen, zwischen denen 28 freie Petiolen eingestreut sind. Pro Stele sind im Mittel zwei Meristelen vorhanden, eine dritte allenfalls an der Stammstele als Ausbuchtung angedeutet. Nur an wenigen Stellen des einzigen bis jetzt angefertigten Schliffes sind die Stelen so genau-horizontal getroffen, daß die anatomischen Einzelheiten für eine Ansprache genügend offen liegen: Unter der Epidermis folgt ein wenigreihiges Parenchym, die Äußere Rinde, deren Zellen unter Wandverdickung in ein großlumiges Sklerenchym übergehen. Die ebenfalls sklerenchymatische Mittlere Rinde, deren Zellumina nur schwach hervortreten, schließt sich an. Die Innere Rinde schließlich ist heterogen: Inmitten einer parenchymatischen Grundmasse, deren Zellen in unserem Falle kaum auszumachen sind, ließen große Inseln von schwärzlich gefärbtem Sklerenchym. Nur mehr die Mittellamellen treten deutlich hervor, so ein Parenchym vortäuschend. In der Siphonostele besitzt das bestens ausgeprägte Xylem reichlich Parenchym. Begrenzt wird die Stele von einer unverwechselbaren Endodermis; wohingegen das Phloem nicht zu erkennen ist. Im Mark folgt auf eine schmale parenchymatische Zone das für Tempskyen typische zentrale Sklerenchym. Die sehr zahlreichen Adventivwurzeln weisen den charakteristischen diarchen Bau auf.

Bei einem mittleren Durchmesser der Einzelstämmchen (gemessen samt Meristelen!) von 8–9 mm kommen für einen Vergleich nur die großstämmigen Arten, *T. grandis*, *T. superba*, *T. wyommgensis* und *T. rossica* in Frage. Die beiden zuletzt aufgeführten Arten können sogleich wegen des andersartigen Baus der Inneren Rinde ausgeschieden werden (Ash & Read).

Die Eigenständigkeit von *T. superba* scheint nicht einwandfrei gesichert. Zudem sind bei dieser Art die Einzelstämmchen noch dicker (ARNOLD 1958). Bleibt allein *T. grandis* READ & BROWN übrig, für die ein wohlausgebildetes, in unserem Falle in Inseln aufgelöstes Sklerenchymband nach den Literaturangaben bezeichnend sein soll (READ & BROWN, p. 115). Ein recht auffälliger Unterschied besteht aber in der Zahl der Meristelen, die bei dem bayerischen Material drei nicht überschreitet, während doch von den Erstautoren für *T. grandis* bis zu sechs angegeben werden. Somit besteht zwischen dem Munchner Exemplar und der typischen *T. grandis* der gleiche Unterschied, wie ihn CHANDLER für das kürzlich in England gefundene Specimen konstatierte. Geringfügige Abweichungen im Stammchendurchmesser fallen nicht so sehr ins Gewicht, weil sich dieser nach Feststellung der englischen Autorin an ein und demselben Stammchen im vertikalen Verlauf ändert. Da derzeit nicht ausgeschlossen werden kann, daß auch die Zahl der Meristelen, Hinweis für die Lange der Internodien, innerhalb eines Scheinstammes schwankt, bleibt nichts anderes übrig, als das Münchner Stuck wie das aus Kent mit *T. cf. grandis* zu bezeichnen.

Das primäre Stratum aller sechs süddeutschen Stücke bleibt unklar. Nach bisheriger Kenntnis kommt lediglich eine Herkunft aus Kreide-Schichten in Frage. Da es sich bei den sekundären Lagerstätten unserer Tempskyen um alpine Schotter handelt, ist das Liefergebiet in kretazischen Horizonten des Alpenraumes zu suchen. Es ist interessant, daß viele der bisher zum Vorschein gekommenen *Tempskya*-Reste auf sekundärer Lagerstatte angetroffen wurden. Mit ANDREWS & KERN wird man daraus auf einen ursprünglichen Standort im feuchtwarmen Hochland, also im Abtragungsbereich schließen dürfen.

Soweit an polierten Flächen im Auflicht feststellbar, sind die Reste aus den Donauschottern nur mäßig gut erhalten. Offensichtlich tritt jedoch bei ihnen in der Inneren Rinde kein Sklerenchym auf und ist die Zahl der Meristelen unverkennbar geringer, namlich meist nur eins. Gemaß der jetzigen taxonomischen Gliederung der Gattung würde dies dafur sprechen, daß die Stücke aus den Donauschottern einer anderen Art zugehören.

Während der Drucklegung war es nun doch noch möglich, von dem besterhaltenen Stück aus der Sammlung HABERDA einen Schliff anzufertigen. Der Bestimmungsversuch ergab die größte Ähnlichkeit mit *T. rossica* KIDSTON & GWYNNE-VAUGHAN, eine etwas geringere mit *T. knowltoni* SEW. Mit ersterer Art läßt sich vor allem Übereinstimmung im Durchmesser der Einzelstelen und im Vorhandensein von Xylem Parenchym konstatieren.

Literaturverzeichnis

ANDREWS, H. N. & KERN, E. M. (1947): The Idaho Tempskyas and associated fossil plants. – Annals Missouri Bot. Garden **34** (2): 119–183; St. Louis.

ARNOLD, C. A. (1945): Silicified plant remains from the Mesozoic and Tertiary of western North America. I, Ferns. – Papers Michigan Acad. Sci., Arts and Letters, 1944, **30**: 3–34; Ann Arbor.

ARNOLD, C. A. (1958): A new *Tempskya*. – Contrib. Michigan Univ. Mus. Paleont. **14** (8): 133–142; Ann Arbor.

ASH, S. R. & READ, CH. B. (1976): North American Species of *Tempskya* and their Stratigraphic Significance. – Prof. Pap. U.S. Geol. Surv. **874**: 1–42; Washington.

BERRY, E. W. (1911): Systematic paleontology of the Lower Cretaceous deposits of Maryland, Plantae: Pteridophyta. – Maryland Geol. Surv. Lower Cretaceous: 214–312; Baltimore.

CHANDLER, M. E. J. (1968): A new *Tempskya* from Kent. – Bull. British Mus. (Nat. History), Geology **15** (4): 169–179; London.

CORDA, A. J. C. (1845): Beiträge zur Flora der Vorwelt. – 128 S.; Prag (J. G. Calve'sche Buchhandlung).

DUNKER, W. (1846): Monographie der norddeutschen Wealdenbildung. Ein Beitrag zur Geognosie und Naturgeschichte der Vorwelt. – 86 S.; Braunschweig.

HABERDA, H. (1982): Fundbericht über Kieselhölzer aus den Donauschottern im Landkreis Deggendorf/Ndb. – Ber. Naturw. Ver. Landshut **29:** 10–13; Landshut.
KIDSTON, R. & GWYNNE-VAUGHAN, D. T. (1911): On a new species of *Tempskya* from Russia. – Verh. Russ. kaiserl. min. Ges. Ser. II, **48:** 1–20; St. Petersburg.
READ, C. B. (1939): The evolution of habit in *Tempskya*. – Lloydia **2:** 63–72; Cincinnati.
READ, C. B. & ASH, S. R. (1961): Stratigraphic significance of the Cretaceous fern *Tempskya* in the western conterminous United States. – Prof. Pap. U.S. Geol. Surv. **424**-D: 250–254; Washington.
READ, C. B. & BROWN, R. W. (1937): American Cretaceous ferns of the genus *Tempskya*. – Prof. Pap. US. Geol. Surv. **186**-F: 105–131; Washington.
SCHENK, A. (1871): Beitrage zur Flora der Vorwelt IV: Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. – Palaeontographica **19:** 203–262; Kassel.
SEWARD, A. C. (1894): The Wealden flora I. – Catalogue of the Mesozoic plants in the Department of Geology, British Museum (Natural History), 148–159; London.
SEWARD, A. C. (1924): On a new species of *Tempskya* from Montana, *Tempskya knowltoni*, sp. nov. – Ann. Botany **38:** 485–507; London.
STOKES, CH, WEBB, P. B. & MANTELL, G. A. (1824): Descriptions of some fossil vegetables of the Tilgate Forest in Sussex. – Trans. Geol. Soc. London ser. II, **1:** 423–426; London.

Tafelerklärungen

Die in Klammern beigefügten Ziffern sind Inventarnummern der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.
Alle Aufnahmen: F. HÖCK

Tafel 1

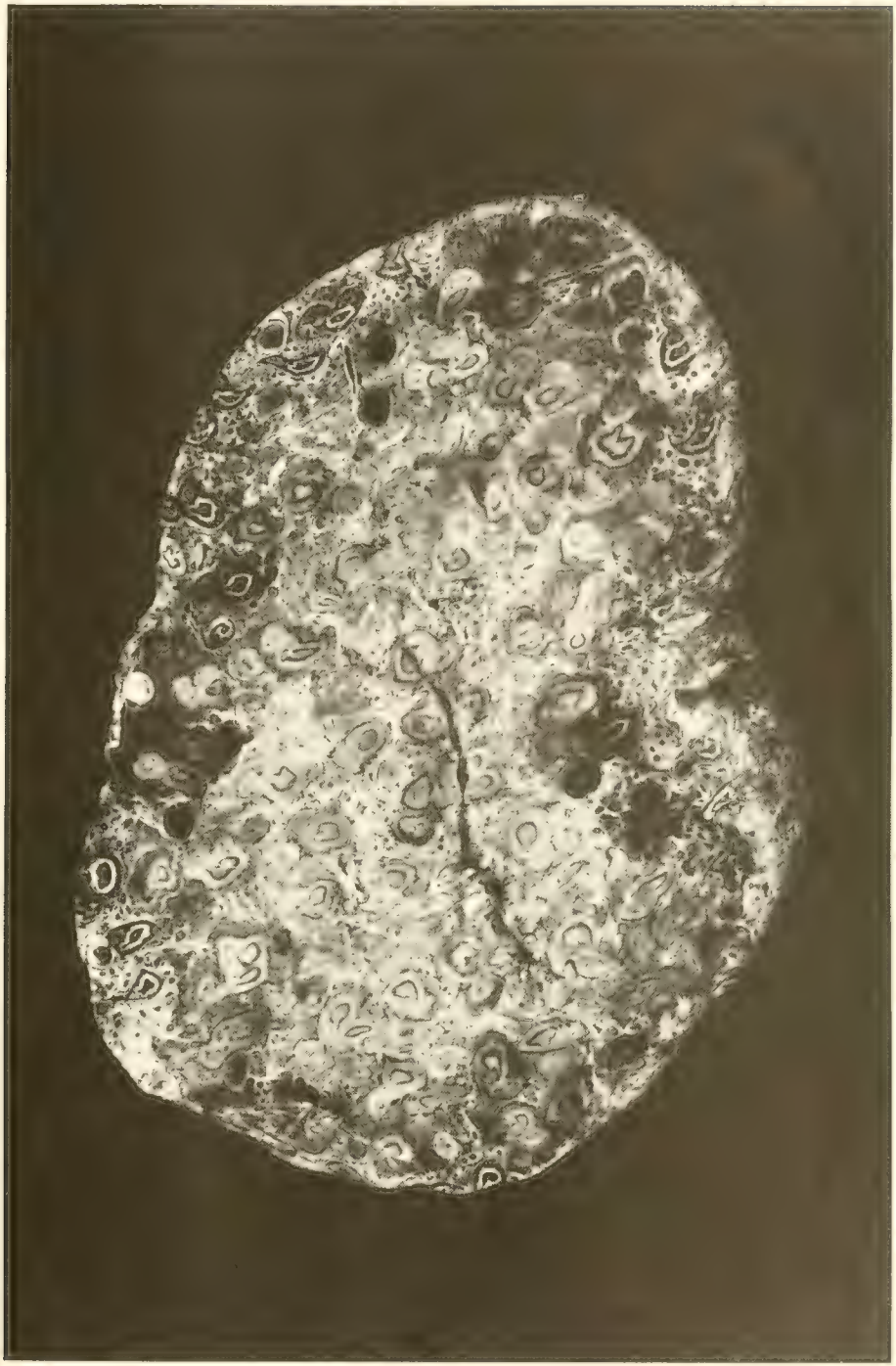
Tempskya cf. grandis READ & BROWN (1975 I 15)

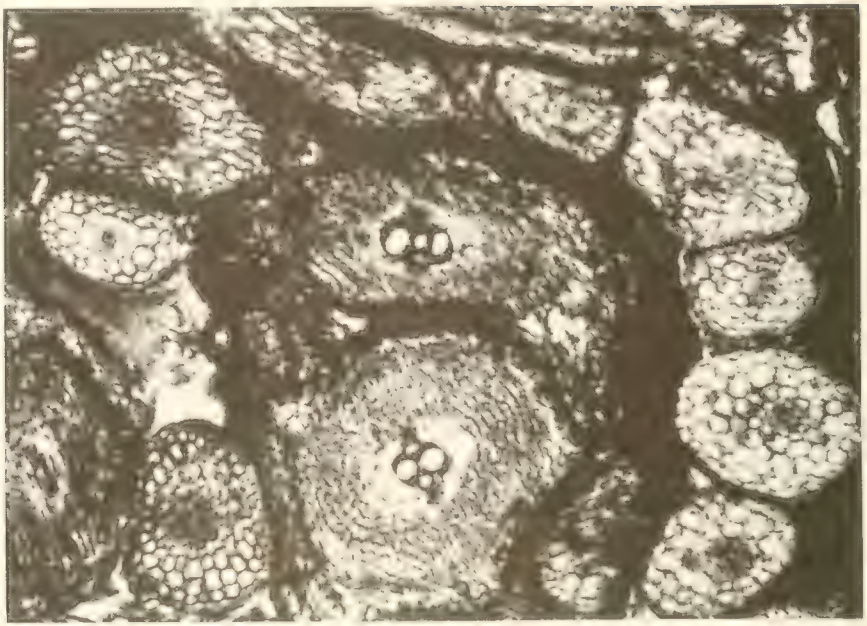
Anpolierter Querschnitt durch den Scheinstamm; quartärer Schotter, Neuherberg N München; leg. H. OBERMÜLLER, München; natürliche Größe.

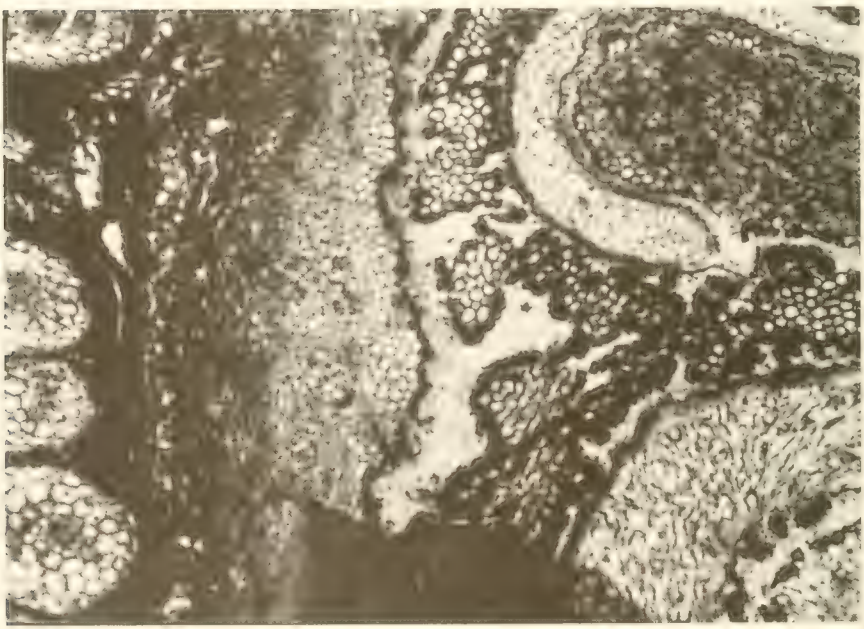
Tafel 2

Tempskya cf. grandis READ & BROWN (1975 I 15)

oben: Querschliff durch die diarch gebauten Adventivwurzeln; × 35
unten: Querschliff durch den Rand einer Siphonostele und einer Meristele; deutlich zu sehen die dunklen Zellhaufen des Sklerenchyms in der Inneren Rinde; hervortretend allerdings nur die Mittellamellen; × 35







Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 23 125–150 München, 30. 12. 1983

Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottnang, Subalpine Molasse) N Salzburg

Von Herbert Hagn*)

Mit 1 Abbildung und 3 Tafeln

Kurzfassung

In der vorliegenden Arbeit werden 151 mesozoische und alttertiare Gerölle aus dem untermiozänen Wachtberg Schotter (Ottnang) der Subalpinen Molasse N Salzburg mikrofaziell ausgewertet. Die Befunde lassen wertvolle Rückschlüsse auf Paläogeographie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen in der Kreide und im Tertiär zu.

Der Nachweis von Urgon läßt auf ein Schwellengebiet im Bereich des Hochbajuvarikums zur Zeit der höheren Unterkreide schließen. Der Fund von Cenomangeröllen weist auf Raumverengungen im Bereich des Hochbajuvarikums hin, die erst nach dem Ottnang stattgefunden haben. Die Gosaugerölle entstammen orogen-internen Gosaubecken.

Die Alttertiärgerölle des Zeitbereichs Thanet – Lutet sind mit Gerollen der Subalpinen Molasse und der Angerberg-Schichten des Unterinntals bis in alle Einzelheiten zu vergleichen. Sie stammen vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen und stellen demnach ein Element der Fernschüttung dar. Auch die obereozänen Gerölle lassen keinen Vergleich mit dem Untersbergvorland zu. Sie werden in das Oberpriabon eingestuft und zusammen mit den Latdorf-Geröllen als Reste einer heute abgetragenen Sedimenthülle im Nordteil der Nördlichen Kalkalpen gedeutet.

Die Flyschzone lieferte nur wenig Gerölle. Sie war wohl teilweise vom Meer der Oberen Meeresmolasse überflutet. Ultrahelvetikum und Helvetikum konnten nicht nachgewiesen werden. Beide Zonen waren sedimentär und/oder tektonisch bedeckt.

Der Wachtberg-Schotter zeigt daher zwar einige wenige Elemente der Nahschüttung (Cenoman, Flysch), doch überwiegen Komponenten der Fernschüttung. Dieser Befund läßt sich mit dem weiten Einzugsgebiet der „Ur-Salzach" erklären.

Abstract

In this paper 151 pebbles of mesozoic and lower Tertiary rocks from the Wachtberg-Schotter (Ottnangian stage, Lower Miocene, Subalpine Molasse) N of Salzburg were interpreted by microfacies methods. They are important indicators enraveling the development of the Alps during the Cretaceous and Tertiary giving evidence on the paleogeography and the tectonics.

*) Prof. Dr. H. Hagn, Universitätsinstitut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, D-8000 München 2.

A pebble of Urgonian indicates a threshold in the area of the Hochbajuvaricum during the higher part of the Lower Cretaceous. Pebbles of Cenomanian age prove the partial overthrusting of the Hochbajuvaricum by southern tectonic units after the Ottnangian time. The pebbles of the Gosau can be derived from Gosau basins situated in the Northern Calcareous Alps.

The pebbles of Thanetian, Ilerdian, Cuisian and Lutetian age can be compared with pebbles of the Subalpine Molasse and of the Angerberg beds of the Lower Inn valley. Their origin can be derived from the southern margin of the Northern Calcareous Alps indicating therefore the so-called „Fernschuttung". The pebbles of Priabonian age differ also from the Upper Eocene of the foreland of the Untersberg. They were dated as Upper Priabonian. Together with pebbles of lower Oligocene age they were interpreted as relicts of sediments formerly deposited in the northern part of the Northern Calcareous Alps.

Only a few pebbles from the Rhenodanubic Flysch zone were found. It is suggested that this zone was partially flooded by the sea of the Obere Meeres-Molasse. Pebbles of the Ultrahelvetic resp. the Helvetic zones are missing. Both zones proved to be covered sedimentally and/or tectonically.

The Wachtberg-Schotter therefore is characterized by a dominating portion of elements of the „Fernschuttung" besides a few components of the „Nahschuttung" (Cenomanian, Flysch). This fact can be explained by the extended source area of the „Ur-Salzach".

Inhalt

1. Vorbemerkungen und Zielsetzung 126
2. Die Gerölle des Wachtberg-Schotters 128
2.1 Kalkalpin 129
2.1.1 Trias 129
2.1.2 Jura 130
2.1.3 Kreide 131
2.1.3.1 Neokom 131
2.1.3.2 Urgon 132
2.1.3.3 Cenoman 133
2.1.3.4 Gosau 134
2.1.4 Alttertiär 135
2.1.4.1 Thanet – Ilerd 135
2.1.4.2 Cuis – Lutet 138
2.1.4.3 Priabon – Latdorf 141
2.2 Rhenodanubische Flyschzone 142
3. Folgerungen 143
Schriftenverzeichnis 144

1. Vorbemerkung und Zielsetzung

Gerölle sind Zeugen des Abbaus der Gebirge. Die Bedeutung der Gerollforschung für die Lösung palaeogeographischer und tektonischer Fragen vor allem in geodynamisch instabilen Gebieten wie z. B. in den Alpen ist daher unbestritten. Dabei spielt die Größe der klastischen Gemengteile keine Rolle. Während die klassische Gerollanalyse Komponenten im cm-Bereich auswertet, werden neuerdings auch kleine und kleinste Gerollchen in den Kreis der Beobach-

tung miteinbezogen. Es handelt sich hierbei um meist kieselige Gesteinsreste mit einem Durchmesser bis zu 0,25 mm, die aus Tonen durch Schlämmen gewonnen werden. Treten sie in Töpfertonen auf, so kann der Ton selbst als auch die aus ihm hergestellte Keramik durch Leitgerölle lokalisiert werden (HAGN 1983). Auf diese Weise nimmt die Geröllforschung, zunächst eine rein geologische Arbeitsrichtung, einen interdisziplinären Charakter an.

Der Meridian von Salzburg bietet für die Untersuchung von Umlagerungsvorgängen einen ganz besonderen Reiz. Eine „Ur-Salzach" durchfloß einst sehr verschiedenartig zusammengesetzte geotektonische Einheiten, deren Gesteine in den Konglomeraten des Vorlandes zu erwarten sind. Die nördlichste Zone, der auch die Fundschichten der Gerölle des Wachtberg-Schotters angehören, wird durch den aufgerichteten Südrand der Vorland-Molasse gebildet. Im Süden schließen das Nord- und Südhelvetikum, das Ultrahelvetikum sowie die sehr breit gebaute Flyschzone an. Noch weiter im Süden ragen die Nördlichen Kalkalpen auf, die sich (von Nord nach Süd) in das Hochbajuvarikum (Äquivalente der Lechtal-Decke), in das Tirolikum sowie in das Tiefjuvavikum (Hallstätter Einheit) und in das Hochjuvavikum (Berchtesgadener Einheit) gliedern. Einen vorzüglichen Überblick über die einzelnen Schichtfolgen lieferte in jüngster Zeit DEL-NEGRO (1983).

Demnach ist im Wachtberg-Schotter ein reiches Geröllspektrum zu erwarten. Sein Name wurde von TRAUB (1948, S. 54) in das Schrifttum eingeführt. Diesem Autor ist eine vorbildliche Darstellung der miozänen Meeres-Molasse östlich der Salzach zu verdanken, der auch Angaben über frühere Deutungen (z. B. als Pliozän) zu entnehmen sind. Um Wiederholungen zu vermeiden, wird auf die Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse bei TRAUB verwiesen. Ein besonderes Augenmerk schenkte er den neben kristallinen und mesozoischen Komponenten immer wieder auftretenden Eozängeröllen, deren kalkalpine Herkunft er besonders betonte (l. c., S. 164–165). Desgleichen verglich TRAUB seine Gerölle mit allen seinerzeit bekannten Vorkommen tertiärer Rollsteine in den Alpen und in ihrem Vorland.

ABERER & BRAUMÜLLER (1949, S. 133) stellten die Schotter des Wachtbergs und seine östlichen Äquivalente in die von ihnen aufgestellte „Sand-Schottergruppe", deren Alter sie mit „Burdigal bis unteres Helvet" angaben (vgl. hierzu auch die Bemerkungen zur Arbeit TRAUB's auf S. 144–145). Auch in späteren Arbeiten ging ABERER (1958, S. 47; 1962, S. 272) auf die Sand-Schottergruppe ein. Dieselbe Bezeichnung wurde von BAUMGARTNER & TICHY (1981) in ihrer geologischen Karte des südwestlichen Innviertels und des nördlichen Flachgaus verwendet; als Alter wurde nunmehr Ottnang angegeben (vgl. hierzu DEL-NEGRO 1983, S. 10).

Die Sand-Schottergruppe des höheren Untermiozäns, zu der der Wachtberg-Schotter gehört, darf im übrigen nicht mit der gleichnamigen „Sand-Schotter-Gruppe" der Puchkirchener Serie (Eger-Stufe) verwechselt werden (vgl. hierzu KOLLMANN & MALZER 1980, S. 187). Erstere weist einen flachmarinen Faziescharakter auf (TRAUB 1948, S. 63), während die überwiegend oberoligozäne Puchkirchener Serie eine marine Tiefwasserablagerung darstellt.

Einzelne bezeichnende Gerölle des Wachtberg-Schotters wurden bereits in zwei früheren Arbeiten des Verfassers beschrieben bzw. erwähnt. So machten HAGN & OTT (1975) mit einem grobklastisch ausgebildeten Geröll bekannt, das neben zahlreichen kristallinen Gemengteilen reichlich Thalli der Rotalge *Elianella elegans* PFENDER & BASSE aus der Familie der Solenoporaceae enthält. Das Gestein, das auf die Nähe eines Riffes hinweist, konnte in das Paleozän eingestuft werden. Das Geröll wurde als Zeuge eines Riffgürtels angesehen, der sich am Südrand der Nördlichen Kalkalpen bis in die Karpaten hinzog.

Wenige Jahre später erwähnten HAGN & MOUSSAVIAN (1980, S. 139) ein Geröll aus dem kalkalpinen Untercenoman, das neben Schutt jurassischer Gesteine die Großforaminiferen-Gattungen *Orbitolina, Praealveolina* und *Ovalveolina* einschließt. Da Cenoman-Gerölle in den Konglomeraten der Subalpinen Molasse, vor allem im Osten, erst sehr spät auftreten, kommt diesem Fund eine besondere Bedeutung zu (l. c., S. 155).

In Fortsetzung der vom Verfasser seit einer Reihe von Jahren durchgeführten (HAGN & WELTENHOFER 1976; HAGN 1971; HAGN 1972; HAGN & OTT 1975; HAGN 1976; HAGN & MOUSSAVIAN 1980) oder von ihm angeregten Geröllstudien (HAUSER 1983; HIEMER 1981; MOUSSAVIAN 1983) sollen auch die Gerölle des Wachtberg-Schotters einer gründlichen Analyse unterzogen werden. Da Kreide- und Alttertiär-Gerölle im Wachtberg-Schotter nur vereinzelt auftreten und eine größere Anzahl daher nur auf wiederholten Exkursionen gesammelt werden konnte, erschien eine quantitative Gerollanalyse aller Komponenten als wenig sinnvoll. Hingegen wurden die unterschiedlichen Anteile der Kreide- und Alttertiärgerölle in den bisherigen Aufsammlungen aufgezeigt.

Da die Alttertiar-Gerölle der Angerberg-Schichten (Oberoligozän, Unterinntal) in jüngster Zeit von MOUSSAVIAN (1983) monographisch bearbeitet wurden (eine gekürzte Fassung seiner Arbeit wird demnächst in der Zeitschrift „Facies" in Erlangen erscheinen), wurde der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit auf die Kreide, vor allem auf die Mittelkreide, gelegt. Es ist dies eine Zeit, die unser besonderes Interesse deshalb verdient, weil in ihr die ersten großen Einengungsvorgange stattfanden, die, wie gezeigt werden soll, bis in das jüngste Tertiar andauerten.

Die vorliegende Arbeit sei Herrn Dr. F. TRAUB gewidmet, der nicht nur zahlreiche Gerölle aus dem Wachtberg-Konglomerat beisteuerte, sondern dem ich seit Jahrzehnten durch einen regen Gedankenaustausch verbunden bin. Ihm sei außerdem für die Anregung zu dieser Arbeit herzlich gedankt.

Die Dunnschliffe der Gerolle wurden von den Herren G. FUCHS und H. MERTL angefertigt. Die photographischen Arbeiten besorgte Herr F. HÖCK, während die Textabbildung von Herrn K. DOSSOW angefertigt wurde. Allen Genannten sei hiermit ebenfalls herzlich gedankt.

Dankbar sei auch die Sachbeihilfe vermerkt, welche die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, den Geröllarbeiten des Verfassers bisher großzügig gewährte.

2. Die Gerölle des Wachtberg-Schotters

Der Wachtberg Schotter ist am besten in einer Schottergrube ESE Steinbach aufgeschlossen (Abb. 1). Obwohl die Hauptmasse des nur schwach verfestigten Schotters aus Kristallin-Geröllen besteht, gelingt es fast immer, das eine oder andere Kreide und- oder Alttertiär-Geröll aufzulesen. Kleinraumigere Aufschlusse bietet ein Graben E Kemating. An dieser Lokalität sind einzelne Gerolle von Bryozoen Kolonien in Form kleiner Hauben uberwachsen, die als *Holoporella* (= „*Cellepora*" auctorum) zu bestimmen sind. Stock- und krustenförmige Bryozoen kommen im hoheren Teil der Oberen Meeresmolasse ziemlich haufig vor, so z. B. in Schwaig an den Osterseen sowie in der jetzt rekultivierten Sandgrube von Höch SW Passau. Da sich der Gerollbestand beider Vorkommen voneinander nicht unterscheidet, wurde in den folgenden Ausführungen auf die Angabe von Fundorten verzichtet.

In der vorliegenden Studie werden 96 Gerolle aus eigenen Aufsammlungen berücksichtigt. Von Herrn Dr. TRAUB wurden 45 zusatzliche Gerolle für die Auswertung zur Verfügung gestellt[1]). Die Auswahl der Gerolle im Gelande geschah naturgemäß subjektiv, d. h. es wurden mittel- bis grobkornige Schuttkalke bzw. Gerolle, die organische Strukturen mit bloßem Auge oder mit der Lupe erkennen ließen, bevorzugt. Daneben wurden aber auch einige dichtere, mikritische Gesteinstypen aufgesammelt, um auch die feinerkörnigen Flysch-Gesteine erfassen zu können.

[1]) Am 26. 11. 1983 sammelte Herr Dr. F. TRAUB in der Schottergrube von Steinbach nochmals 10 vorwiegend kieselige Gerölle auf. Davon erwiesen sich ein rötlicher Kieselkalk (Geröll W 157) und ein dunkelroter Hornstein (Geröll W 158) als Radiolarien-führender Malm.

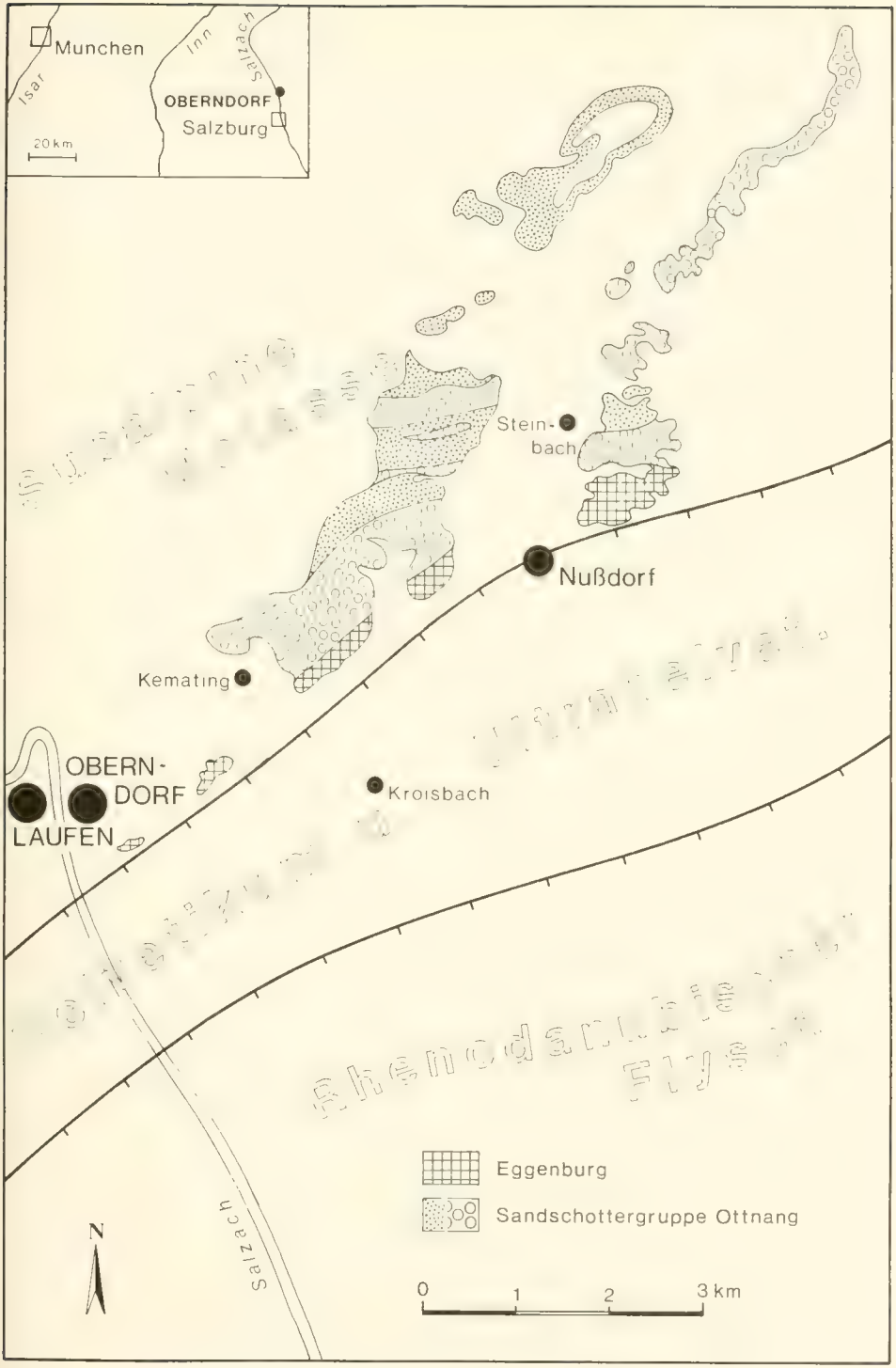


Abb. 1: Topographisch-geologische Übersichtsskizze.

Die Maße der einzelnen Gerölle werden nur ausnahmsweise mitgeteilt, da sich zeigte, daß die Werte außerordentlich stark streuen. Es werden daher nur Extremwerte angegeben, z. B. von weichen, pelitischen Gesteinen (teilweise Neokom, pelagischer Kalk der Gosau) sowie von harten, feinkörnigen Schuttkalken der kalkalpinen Beckenfazies des Eozäns.

Nicht wenige Gerölle weisen im Querbruch bräunliche, konzentrisch-schalige Verfärbungsringe auf. Dieses Merkmal tritt bei verschiedenaltrigen Rollsteinen auf und besitzt daher keinen diagnostischen Wert.

Auf die Kristallin-Gerölle soll nicht weiter eingegangen werden, obwohl auch hiervon Dünnschliffe vorliegen. Es mag hier der Hinweis auf die Angaben von H. Wilsnedder und H. Graul (in Tobien 1948, S. 161–162) genügen. Es sei aber betont, daß die kristallinen Komponenten der Salzach-Schüttung in der Oberen Süßwasser-Molasse des niederbayerischen Tertiärs eine große Rolle spielen (vgl. hierzu S. 145).

2.1 Kalkalpin

2.1.1 Trias

Gerölle der kalkalpinen Trias wurden nur unvollständig beprobt. Dennoch ergänzen einige Beobachtungen das Gesamtbild.

Die im nördlichen Teil der Salzburger Kalkalpen verbreitete Bayerisch-Tirolische Fazies ist durch mehrere Gerölle belegt. Vor allem Gerölle der Ober-Trias (Rhät) sind eindeutig zu bestimmen. So entspricht Geröll W 34 einem Kössener Lumachellenkalk. Die sehr fein- und gleichkörnige Grundmasse des Biomikrits schließt neben reichlich auftretenden Lamellibranchiaten-Schalen Kleingastropoden, Ostracoden, Echinodermenschutt sowie vereinzelt *Globochaete alpina* Lombard ein.

Einen Übergang von Kössener Lumachelle in Oosparite vermittelt Geröll W 60. Neben Ooiden beobachtet man Schalenreste von Lamellibranchiaten, die mit einer Mikrithülle versehen sind. Einen ähnlichen Gesteinstyp stellt Geröll W 54 vor: Neben einander verschachtelten Muschelschalen trifft man Ooide und Intraklaste an. Das Gestein ist demnach als Oobiointrasparit zu bezeichnen.

Die meisten Oolithe (Gerölle W 47, W 72, W 100, W 142) sind hingegen ziemlich arm an Fossilien. Die Gesteine werden hauptsächlich aus radialstrahligen Ooiden aufgebaut, die mit Faserzement umgeben sind. Sie werden durch körnigen Blockzement miteinander verkittet. Zuweilen treten anstelle von Ooiden auch Peloide auf (Geröll W 47). An Kleinforaminiferen sind vor allem *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann sowie die Gattung *Ophthalmidium* zu nennen. Spärlich auftretende Schalensplitter von Terebrateln, Kleingastropoden, Muschelschalen und Echinodermenschutt vervollständigen das faunistische Bild.

Auch helle Riffschuttkalke des Oberrhät sind durch zwei Gerölle belegt (W 6, W 78). Die hellen Biomikrite schließen an Foraminiferen die Gattungen *Glomospira*, *Tetrataxis* und *Ophthalmidium* sowie die Arten *Alpinophragmium perforatum* E. Flügel und *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann ein. Auch das für Rhät charakteristische Problematikum *Microtubus communis* E. Flügel fehlt nicht. Korallenbruchstücke weisen häufig Bewuchse von *Nubecularia*, *Lithocodium aggregatum* Elliott und *Bacinella irregularis* Rad. auf. Daneben wurden punktierte Schalenreste von Terebrateln, Kleingastropoden, Lamellibranchiaten, Echinodermen sowie Reste der Grünalge *Acicularia* beobachtet.

Die Berchtesgadener Fazies wird durch die Gerölle W 79 und W 141 vertreten. Die Grundmasse des erstgenannten Gerölls ist gespickt mit feinsten Schalensplittern, denen sich einige größere Schalenreste hinzugesellen, die auf *Megalodon* zu beziehen sind. Daneben treten

sehr selten Intraklaste auf. Das Gestein entspricht der normalsalinaren, riffernen Ausbildung des geschichteten Dachsteinkalks. Sein Alter ist Nor – Rhät.

Geröll W 141 macht mit einer riffnäheren Varietät des geschichteten Dachsteinkalks bekannt. In der klaren, sparitischen Grundmasse schwimmen Peloide und Intraklaste, letztere teilweise als Grapestones. Neben den Genera *Tetrataxis* und *Ophthalmidium* wurden die Foraminiferen *Glomospirella friedli* KRISTAN, *Austrocolomia canaliculata* (KRISTAN-TOLLMANN), *Triasina hantkeni* MAJZON, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK sowie *Trocholina crassa* KRISTAN-TOLLMANN bestimmt. An Algen wäre noch *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) nachzutragen. Die Reste von Metazoen (Gastropoden, Lamellibranchiaten, Echinodermen) tragen häufig einen Mikritsaum. Der vorliegende Pelintrabiosparit ist in das Rhät zu stellen.

Das Schliffbild einiger weniger anderer Gerölle ist zu indifferent, um nähere Aussagen machen zu können. In diesem Zusammenhang sei lediglich das Geroll (W 25) eines hellen kavernösen Kalks erwähnt, dessen Hohlraume mit grobstengeligem Kalzit ausgefüllt sind. Die wenigen Mikrofossilien verteilen sich auf Foraminiferen (*Duostomma*) und Dasycladaceen. Das Gestein ist durchsetzt von feinen Dolomitneubildungen. Das Schliffbild erinnert einerseits an bestimmte Varietäten des Wettersteinkalks, auf der anderen Seite konnen auch andere Karbonate (z. B. Steinalm-Kalk) bei der Bestimmung nicht ausgeschlossen werden.

2.1.2 Jura

Ein Teil der Jura-Gerolle ist mit Ablagerungen vergleichbar, die im Gefolge der bayerisch-tirolischen Trias auftreten. Sie sind daher im Nordteil der Nördlichen Kalkalpen beheimatet.

Geröll W 151 ist als dichter Filamentkalk ausgebildet. In die mikritische Grundmasse sind Ammonitenreste (Bruchstücke von Septen sowie Nuclei) und zahlreiche Ostracoden mit stark geblähtem Carapax (wohl *Polycope*) eingebettet. Dieser pelagische Kalk, der auch *Stomiosphaera moluccana* WANNER enthält, ist wohl in den tieferen Malm einzustufen.

In Geröll W 28 liegt ein Saccocomenkalk des Kimmeridge (–Tithon) vor, der reichlich Bruchstücke dieser Schwebcrinoide einschließt („Lombardienfazies"). Neben Kleinforaminiferen (*Textularia, Lenticulina, Nodosaria, Frondicularia*) wurden umkristallisierte Radiolarien, Reste von Gastropoden, Lamellibranchiaten und Cephalopoden (Nuclei von Gehäusen, Aptychen) sowie Ostracoden angetroffen. An verkalkten pflanzlichen Resten treten *Globochaete alpina* LOMBARD und *Stomiosphaera moluccana* WANNER hinzu.

Die im Profil folgenden Aptychenschichten werden durch die Gerölle W 33 und W 149 vertreten. Die grauen bis gelblichgrauen, sehr feinkörnigen Biomikrite enthalten verkalkte Radiolarien (u. a. *Cenosphaera*), vereinzelt in Kalzit umgewandelte Schwammspiculae sowie *Calpionella alpina* LORENZ und *C. elliptica* CADISCH. Die beiden letztgenannten Arten lassen auf die Jura-Kreide-Grenzschichten (Wende Tithon/Berrias) schließen.

Radiolarienmikrite ohne Calpionellen werden im Abschnitt über das Neokom behandelt. Es ist nicht auszuschließen, daß das eine oder andere Geröll noch dem Malm zuzurechnen ist.

Einem völlig anderen Gesteinstyp gehören die Gerölle W 13 und W 73 an. Es handelt sich um mittelkörnige Intrabiosparite. Die klastischen Gemengteile sind teils mikritisch, teils gröberkörnig ausgebildet. Vereinzelt wurden Ooide und Onkoide beobachtet. An Foraminiferen herrscht *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE aus der Familie der Ataxophragmiidae vor. Daneben wurden Textularien, lituolide Formen, Milioliden, Lageniden sowie die Arten *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Nautiloculina oolithica* MOHLER sowie *Trocholina elongata* (LEUPOLD) festgestellt. Die Metazoen werden durch Bryozoen, Schalenreste von Muscheln, Ostracoden und Echinodermen repräsentiert. Neben der sehr langlebigen Rotalge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) tritt die auf den Oberen Malm beschränkte *Clypeina jurassica* FAVRE & RI

Gerölle mehrfach auf. Die Gesteinstrümmer sowie die Biogene erscheinen wirr gelagert und wurden wohl durch „grain flow" transportiert. Es liegen daher Kalkturbidite vor.

Geröll W 32, ein schwach gradierter Pelsparit, läßt ein feineres Korn erkennen. Sein Fossilinhalt ist gering. Abgesehen von artlich nicht bestimmbaren Textularien, Milioliden und Lageniden wurden die Spezies *Trocholina elongata* (Leupold), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Stomiosphaera moluccana* Wanner und *Calpionella alpina* Lorenz beobachtet. Auch dieses Geröll ist daher in den jüngsten Malm einzustufen.

Von der Fazies her kann das Geröll W 75 hier angeschlossen werden. Es enthält neben Kleinforaminiferen auch Reste von Aptychen. Das stattliche Geröll W 96 (Länge 9,5 cm) weist ein sehr ähnliches Schliffbild auf, doch ist seine Grundmasse vollständig in Chalzedon umgewandelt. Es erinnert auf den ersten Blick an die oberjurassischen Oberalmer Schichten im Bereich der Tirolischen Einheit.

Die Kalkturbidite, die wegen ihres verhältnismäßig feinen Korns wohl dem distalen Teil einer Schüttung zuzuordnen sind, setzen sich im wesentlichen aus resedimentierten Seichtwassersedimenten vom Typus Plassenkalk zusammen. Sie entsprechen damit dem Barmsteinkalk, der SE und SW Salzburg im Oberjura des Tirolikums ein charakteristisches Schichtglied darstellt (vgl. hierzu Steiger 1981).

2.1.3 Kreide

2.1.3.1 Neokom

Die Fazies der Neokom-Aptychen-Schichten wird durch die Gerölle W 15, W 37, W 48, W 67, W 72, W 86 und W 152 vertreten. Die hellen, grauen bis gelblichgrauen, dichten Kalke weisen nicht selten Kieselsäureanreicherungen in Form von Knauern auf. Manchmal erscheinen die Hornsteinausscheidungen auch wolkenartig verteilt. Die stellenweise rostfleckigen Kalke lassen häufig Anzeichen von Bioturbation erkennen. Der Durchmesser der Gerölle schwankt je nach Gehalt an SiO_2 erheblich.

In Dünnschliffen beobachtet man Radiolarien in wechselnden Mengen. Sie liegen entweder in Chalzedon-Erhaltung vor, oder sie sind verkalkt. Mikritisierte Radiolarien heben sich als „ghosts" nur undeutlich von der Matrix ab.

Das zweitwichtigste Faunenelement der Mikrite sind Spiculae von Schwämmen, die gleichfalls teils kieselig, teils verkalkt vorliegen. Foraminiferen und Ostracoden erweisen sich hingegen als sehr seltene Faunenanteile.

In einem Teil der Gerölle kann auch *Nannoconus* nachgewiesen werden. Dieses nur bei sehr starker Vergrößerung sichtbare pflanzliche Mikrofossil, das dem kalkschaligen Plankton angehört, wird sehr häufig durch Umkristallisation zerstört.

Bei der Bestimmung von Radiolarienmikriten sind auch die Schrambach-Schichten des tirolischen Jura nicht mit Sicherheit auszuschließen. Es wurde bereits erwähnt, daß im Einzelfall selbst eine Verwechslung mit Malm-Aptychen-Schichten möglich wäre.

Geröll W 152 fällt indes aus dem Rahmen. Das Gestein ist als Kieselkalk ausgebildet, der in Hornstein übergeht. Die Grundmasse ist erfüllt mit Radiolarien (Spumellaria, Nassellaria) und Schwammspiculae, teilweise in Form von Rhaxen. Ihr sind ferner kleine Pelitgerollchen sowie Blättchen eines grünlichen Schichtsilikats (Chloritoid) eingestreut. Das Geröll läßt eine deutliche Gradierung erkennen. An Fossilien ist ein Aptychenrest nachzutragen. Die Biogene lassen eine beginnende Kalzitisierung erkennen.

Das Geröll W 152 ist dem höheren Teil der Roßfeld-Schichten (Hauterive) zuzuordnen. Es entstammt damit dem Neokom der Tirolischen Einheit.

2.1.3.2 Urgon

Unter Urgonfazies werden Seichtwasserkalke mit Resten von Gerüstbildnern und reichlich Echinodermenschutt verstanden. Von dieser Gesteinsart liegt nur ein einziges Geroll (W 145) vor, das in 13 Dünnschliffen untersucht wurde.

Der helle Partikelkalk erwies sich unter dem Mikroskop als Intrabiosparit. Die Grundmasse ist kalzitisch-spätig und klar. Sie ist erfüllt von Intraklasten, die sich als Seichtwasserkalke, größtenteils aus dem Riffbereich, erweisen. Daneben treten reichlich Bioklaste auf, die ähnlich den Gesteinsresten häufig von einem Mikritsaum umgeben sind.

Das Gestein ist nicht eben reich an Foraminiferen. Die Sandschaler werden durch die Gattungen *Textularia* und *Dictyopsella*, durch Angehörige der Familie der Ataxophragmiidae sowie durch die Arten *Acruliammina neocomiana* Bartenstein, *Cuneolina* cf. *laurentii* Sartoni & Crescenti und *Coscinophragma cribrosum* (Reuss) vertreten. An Milioliden erscheint vor allem *Quinqueloculina robusta* Neagu besonders häufig. Die Lageniden werden lediglich durch großwüchsige Gehäuse von *Lenticulina* repräsentiert.

Unter den Metazoen spielen Korallen (Stockchen, Einzelkelche) eine hervorragende Rolle. Sie erscheinen haufig mit anderen sessilen Organismen (z. B. *Bacinella* verwachsen. Daneben wurden Bryozoen sowie Serpeln mit zelliger Basis beobachtet. Ein großer Teil der Schalenreste von Lamellibranchiaten ist den Rudisten zuzurechnen. Gastropoden, Ostracoden und Echinodermen (u. a. Echinidenstacheln) erganzen das faunistische Bild. Die Biogene sind haufig durch bohrende Thallophyten in Mitleidenschaft gezogen.

Reste von Thalli von Rotalgen sind nicht allzu selten. Stratigraphisch wichtig ist vor allem *Archaeolithothamnium* cf. *rude* Lemoine aus der Familie der Corallinaceae. Die Familie Squamariaceae wird durch *Ethelia alba* (Pfender) repräsentiert. Besonders reichlich tritt *Bacinella irregularis* Rad. in Erscheinung, die an Verwachsungsgemeinschaften wesentlich beteiligt ist. Weitere Gattungen sind *Pycnoporidium*, *Permocalculus* und *Neomeris*. Daneben wurden weitere, nicht näher bestimmte Dasycladaceen beobachtet.

Das Geröll W 145 ist somit in typischer Urgonfazies ausgebildet. Sein Fazieschарakter ist litoral bis sublitoral. Die Nähe einer Riffplattform ist nicht zu verkennen. Das Alter des Gerölls ist als Barrême – Apt zu bestimmen. Ein Vergleich mit faziell ähnlich ausgebildeten Oberrhatkalken sowie mit dem Plassenkalk des tirolischen Oberjura scheidet auf Grund des Faunen- und Floreninhalts aus.

Urgonkalke stehen heute im Raum Salzburg nicht an. Das Geroll ist damit mit Fug und Recht als exotisch zu bezeichnen. Es macht daher einen Vergleich mit benachbarten Gebieten notwendig.

Aus der Thierseer Kreidemulde (Südteil der Lechtal-Decke) sind seit kurzem faziell entsprechende Gesteine bekannt (Hagn 1982). Allerdings enthalten sie Orbitolinen und das Schwermineral Chromspinell, die dem Geroll W 145 fehlen. Diesem Befund ist allerdings kein allzugroßes Gewicht beizumessen, da Großforaminiferen faziesempfindlich sind und das eigentliche Riff meiden. Mineralkorner sind in dem Geröll von vorneherein nicht zu erwarten, da terrigene Einschwemmungen (Quarz, Lithoklaste) nicht beobachtet wurden.

Eine Schüttung aus dem Tirolikum (jüngere Äquivalente der Roßfeld-Schichten) kommt aus faziellen Gründen nicht in Frage (Faupl & Tollmann 1979). Das Liefergebiet ist auch nicht im Norden des Kalkalpins (Oberostalpins) zu suchen, da unserem Geröll das bunte Kristallin des Mittelpenninikums fehlt. Das Geroll W 145 ist daher ein weiterer Beweis für die Annahme einer ehemaligen Urgonschwelle im Bereich des Sudteils der Lechtal-Decke (Hagn 1982, S. 126–127), die ab Cenoman im Unterinntal von Wurdich (1983) als „Oberaudorfer Schwelle" bezeichnet wird. Diese Aufragung hat demnach auch im Meridian von Salzburg bestanden.

Der Vollständigkeit halber sei noch auf Funde von faziell ähnlichen Seichtwasserkalken in den oberen Branderfleck-Schichten (Turon) des Allgäus hingewiesen (Gaupp 1982, S. 52, 60,

Taf. 14). Auch sie liegen auf sekundärer Lagerstätte und sind auf die Lechtal-Decke beschränkt. Somit weisen auch diese jüngeren Komponenten auf die schon genannte „Oberaudorfer Schwelle" hin.

2.1.3.3 Cenoman

Cenoman konnte nur in drei Gerollen (W 1, W 10 und W 81) nachgewiesen werden. Es liegt eine lithoklastreiche Fazies vor, die teils sehr fossilarm, teils reich an Mikrofossilien erscheint.

Geroll W 1 ist als feinkörnige Hornsteinbrekzie ausgebildet (Taf. 1, Bild 2; Taf. 2, Bild 3). Die sparitische Grundmasse, die kaum terrigenen Quarz enthält, ist erfüllt von kalkalpinen Komponenten. An Gerollchen der Trias konnen Mikrite, Pelsparite und kornige Dolomite angegeben werden. Gesteinsschutt aus dem Jura überwiegt. Neben Liaskalken mit Echinodermen, Spiculiten und Filamentkalken des Zeitbereichs Lias – Dogger wurden vor allem Radiolariengesteine des Malm (Hornsteine, helle Mikrite) beobachtet. Auch dichte Kalke mit Calpionellen von der Wende Jura/Kreide fehlen nicht. Vor allem die Radiolarite zeigen sich meist nur kantengerundet, während die kalkigen Komponenten einen guten Rundungsgrad aufweisen. An Fossilien wurden lediglich Schalenreste von Inoceramen festgestellt.

Geroll W 10 ist gleichfalls als Feinbrekzie bzw. -konglomerat anzusprechen. In ihm treten Hornsteine etwas mehr zurück. Auch dieses Gestein ist erfüllt von Komponenten aus Trias und Jura (siehe Geroll W 1). Fossilreste sind häufiger. Neben einzelnen Kleinforaminiferen (Sandschaler) treten ziemlich häufig stark abgerollte Orbitolinen auf. Schalenreste von Lamellibranchiaten und Echinodermenschutt sind nicht selten. An Algen wurde der Durchläufer *Ethelia alba* (PFENDER) beobachtet.

Das größte Interesse verdient indes Geroll W 81, das eine Orbitolinen-führende Feinbrekzie bzw. ein Feinkonglomerat darstellt. Die klastischen Komponenten entsprechen denjenigen der bereits beschriebenen Gerolle. Orbitolinen sind sehr häufig (Taf. 1, Bild 1). Daneben treten, wenn auch nur vereinzelt, Gehäuse der Gattung *Praealveolina* auf (Taf. 3, Bild 1–3). An Metazoen wurden Bryozoen, Serpeln, Reste von Lamellibranchiaten (Ostreiden, Rudisten) sowie Echinodermenbruchstücke beobachtet. Die Rotalgen werden durch *Ethelia alba* (PFENDER) und *Paraphyllum amphiroaeforme* (ROTHPLETZ) repräsentiert.

Die Orbitolinenfauna läßt sich sehr gut mit dem Artenbestand der cenomanen Ablagerungen im Märchenwald SW Ruhpolding (Südteil der Lechtal-Decke) vergleichen (HAGN & SCHROEDER 1981, S. 253; vgl. hierzu SCHROEDER 1981). Die meisten Gehäuse gehören zur Gruppe der *Orbitolina concava* (LAM.) und der *O. conica* (D'ARCH.). Neben diesen Arten (Taf. 2, Bild 1–2) treten Bruchstücke der großen und flachen *O. aperta* (ERMAN) auf.

Die wenigen Gehäuse von Alveoliniden können der Gattung *Praealveolina* zugeordnet werden. Die Gattung *Ovalveolina* konnte hingegen nicht mit Sicherheit ermittelt werden. Da keine zentrierten Schnitte vorliegen, ist eine nähere Bestimmung nur mit Vorbehalt möglich. Die angetroffenen Gehäuse entsprechen wohl teilweise der Unterart *Praealveolina cretacea tenuis* REICHEL (Taf. 3, Bild 1). Ob auch die übrigen Schnitte (Taf. 3, Bild 2–3) zu dieser Art bzw. Unterart gestellt werden dürfen, erscheint hingegen fraglich. Das Geröll aus dem Wachtberg-Schotter liefert damit den ersten Nachweis der Gattung *Praealveolina* in den Nördlichen Kalkalpen.

Das Alter des Gerolls ist Untercenoman, doch kann Mittelcenoman nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Das reichliche Auftreten kalkalpinen Schutts verweist alle drei Gerölle in die Branderfleck-Schichten im Sinne von GAUPP (1980, 1982; vgl. hierzu WEIDICH 1983). Die weiter im Norden beheimateten Losensteiner Schichten können infolge Fehlens fremdartigen Gesteinsschutts mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Dasselbe gilt für die faziell stark abweichende Walserberg-Serie (PREY 1980, S. 308 ust.). Damit ist die Heimat der Gerölle in der Lechtal-Decke (= Hochbajuvarikum bzw. Lunzer Decke) zu suchen.

Die Bedeutung der Cenomangerolle des Wachtberg-Schotters liegt einmal darin, daß Orbitolinen Cenoman im Meridian von Salzburg heute nicht mehr ansteht (PREY 1969). Zum anderen

erscheinen Cenoman-Gerölle erst sehr spät im Gerollspektrum des Vorlandes. Auf diese Besonderheiten wird noch im Abschnitt „Folgerungen" zurückzukommen sein (S. 144).

2.1.3.4 Gosau

Die Gerölle der Gosau gehören sehr verschiedenartigen Faziestypen an. Diese Vielfalt in der Gesteinsausbildung ist durch die bewegte geodynamische Geschichte der höheren Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen bedingt (Herm 1981, S. 22 usf.).

Geröll W 5 zeigt sich unter dem Mikroskop als feinkörniges Konglomerat mit überwiegend triadischen Komponenten. In der sparitischen Grundmasse schwimmen Geröllchen von Dolomiten und Kalken mit undeutlichen Fossilresten. Der Jura wird durch Geröllchen von Filamentkalken sowie durch Calpionellen-Mikrite vertreten. Von den sparlichen Kleinforaminiferen ist vor allem die sessile Gattung *Placopsilina* zu nennen, die auf ein Geröllchen aufgewachsen ist. Sehr untergeordnet wurden ferner Reste von Lamellibranchiaten-Schalen, Echinodermenschutt sowie feinste Splitter von Corallinaceen beobachtet. Das Geroll ist wohl als Basisbildung der Mittleren Gosau zu deuten.

Geröll W 93 stellt sich als feinkörniges Dolomit-Konglomerat dar, dessen Bindemittel völlig in Chalzedon umgewandelt ist. Infolge seiner Härte weist es die bedeutenden Maße von 7,5×7,5×4 cm auf. Die karbonatischen Komponenten erscheinen wohlgerundet und sind nicht allzu dicht gepackt. Neben körnigen Dolomiten (wohl Ramsau Dolomit) und Kalken der Trias wurden auch einzelne Hornsteinsplitter festgestellt. In der verkieselten Matrix konnten sehr selten Gehäuse der pelagischen Gattungen *Globotruncana* und *Gublerina* beobachtet werden. Auch dieses auffallende Geröll ist einer basalen Schuttfazies der Mittleren Gosau zuzuordnen.

Hierher ist wohl auch Geroll W 69 zu stellen. Das Gestein setzt sich im wesentlichen aus Geröllchen von triadischen Dolomiten und Kalken mit undeutlichen Fossilresten zusammen. Die meisten Komponenten zeigen sich endogen verbrescht. Das feinkörnige Konglomerat soll trotz Fehlens von Biogenen der Oberkreide ebenfalls aus der Gosau hergeleitet werden.

Geröll W 50 macht indes mit der Fossilschuttfazies bekannt. Das Gestein ist als Intrabiosparit ausgebildet, dem einzelne Quarzkörnchen eingestreut sind. Besonders auffallend sind größere Bruchstücke von *Radiolites*-Schalen. An benthonischen Kleinforaminiferen sind Sandschaler (*Textularia, Glomospira*, Angehörige der Ataxophragmiidae) und Milioliden zu nennen. Sehr untergeordnet konnten auch pelagische Foraminiferen (*Globotruncana, Hedbergella* und *Heterohelix*) beobachtet werden. Bryozoen, Ostracoden und Echinodermen ergänzen das faunistische Bild. Die Biogene tragen häufig eine Mikritrinde. Auch Corallinaceen-Grus fehlt nicht. Das Gestein zeigt gewisse Anklänge an die Urgonfazies, doch fehlen ihm die Gerüstbildner, die auf Riffnähe hindeuten würden. Außerdem weist das Plankton auf Oberkreide hin.

Gleichfalls noch zum tieferen Teil der Gosau s. str. (im Sinne von Herm 1981, S. 24) ist Geröll W 42 zu stellen. Es liegt ein gelblichgrauer Globotruncanen-Mikrit vor. Das verhältnismäßig weiche Geröll weist nur die Maße 4×2,5×1,5 cm auf. An Globotruncanen konnten Gehäuse aus der *Gl. lapparenti*- und der *linneana*-Gruppe (mit hohem Kielband) sowie die Arten *Gl. tricarinata* (Quereau), *Gl. coronata* Bolli, *Gl. arca* (Cushman), *Gl. elevata* (Brotzen) sowie *Dicarinella* cf. *concavata* (Brotzen) bestimmt werden. Daneben treten Arten der gleichfalls pelagischen Gattungen *Hedbergella*, *Globigerinelloides* und *Heterohelix* auf. Das Geröll W 42 ist in das hohe Santon einzustufen. Es ist ein Zeuge für die Absenkung der Gosaubecken im Obersanton (Prey 1980, S. 316). Von der Fazies her wäre noch ein Vergleich mit der nordultrahelvetischen Buntmergelserie möglich, doch fehlen im Geröllbestand des Wachtberg-Schotters alle Hinweise auf diese geotektonische Zone.

Geroll W 58 vertritt bereits die jüngste Gosau (Gosau s. l. im Sinne von Herm 1981, S. 24). Es handelt sich um einen feinkörnigen Fossilschuttkalk, dessen Biogene stark zerbrochen sind und in wirrer Lagerung auftreten. Die überwiegend feinsparitische, nur stellenweise pelitisch

getrubte Grundmasse tritt stark zurück. Ihr sind einzelne gut gerundete größere Quarzkörner eingebettet. Außerdem trifft man Geröllchen eines feinkörnigen Dolomits (Trias) an. Als Intraklaste sind hingegen teilweise feinsandige Mergelgeröllchen und -fetzen mit pelagischen Foraminiferen, Calcisphaeren (u. a. *Pithonella*) sowie Inoceramenprismen zu werten. An Kleinforaminiferen sind Sandschaler, Lageniden (*Lenticulina*), *Rotalia skourensis* Pfender, *Mississippina binkhorsti* (Reuss) sowie weitere rotaliide Formen zu erwähnen. Orbitoidale Großforaminiferen sind ziemlich häufig: *Orbitoides* cf. *apiculatus* (Schlumberger), *Lepidorbitoides* sp. und *Hellenocyclina beotica* Reichel. Dazu gesellt sich *Siderolites calcitrapoides* Lam. Die Metazoen werden durch *Serpula*, Bryozoen, Schalensplitter von Terebrateln und Rudisten sowie durch Krebsreste vertreten. Neben Bruchstücken von Corallinaceen tritt auch die Rotalge *Ethelia alba* (Pfender) auf.

Das beschriebene Geröll ist in das Maastricht einzustufen. Es weist zweifellos einen flyschartigen Habitus auf und entstammt einer turbiditischen Einlagerung in pelagischen Sedimenten vom Typus der Nierentaler Schichten.

Ein noch feineres Korn läßt Geröll W 83 erkennen, das als feinkörniger, feinsandiger Fossilschuttkalk vorliegt. Neben einzelnen Quarzkörnern wurden auch Chalzedon, Glimmer sowie ein Korn von Turmalin beobachtet. Das Gestein zeigt deutliche Anzeichen von Bioturbation. Es enthalt Mergelfetzen mit pelagischen Foraminiferen. Auch die Grundmasse schließt häufig ein- und zweikielige Globotruncanen sowie Hedbergellen ein. Gehäuse von Buliminiden könnten der autochthonen Tiefwasserfazies angehören. Aus Seichtwasserregionen sind hingegen Sandschaler, Milioliden, rotaliide Foraminiferen sowie Splitterchen orbitoidaler Großforaminiferen umgelagert. Der feine Schalenschutt setzt sich ferner aus Resten von Schwämmen (einzelne Nadeln), Bryozoen, Lamellibranchiaten, Ostracoden, Echinodermen und Corallinaceen zusammen. Auch Geroll W 83 kann dem Maastricht zugeordnet werden. Es entspricht wohl einer sehr distalen Turbiditfazies.

Desgleichen erweisen sich die Gerolle W 36 und W 38 als sehr feinkörnige, feinsandige Fossilschuttkalke. Die Grundmasse ist stellenweise epigenetisch verkieselt, also in Chalzedon umgewandelt. Glimmer ist immer wieder anzutreffen. Neben dürftigen Resten von *Orbitoides* und *Siderolites* konnten nicht selten rotaliide Foraminiferen sowie die pelagischen Gattungen *Globotruncana*, *Hedbergella* und *Heterohelix* beobachtet werden. Im Fossilschutt überwiegen feinzerriebene Reste von Hippuritenschalen, die beckenwärts verfrachtet wurden. Auch diese beiden Gerolle sind auf turbiditische Einlagerungen in Tiefseesedimente zu beziehen.

Alle die genannten Gesteinstypen konnen faziell mit der Gosau des Hochbajuvarikums im Raum Salzburg (Prey 1980, S. 312 usf.) nicht verglichen werden. Sie gehören demnach südlicher gelegenen tektonischen Einheiten an.

2.1.4 Alttertiär

2.1.4.1 Thanet – Ilerd

Paleozän-Gerolle wurden erstmals von Hagn & Ott (1975) im Wachtberg-Schotter festgestellt. Weitere Funde aus oberoligozänen Konglomeraten des Westerbuchbergs (Chiemgau) fanden in Hagn & Moussavian (1980) ihre Bearbeiter. In dieser Veröffentlichung wurde bereits zwischen den Stufen Thanet (S. 146–147) und Ilerd (S. 148–149) unterschieden, außerdem konnte eine erste Faziesgliederung durchgefuhrt werden. Wenig später beschrieb Hiemer (1981, S. 47–50, 107, Taf. 3, Bild 3) paleozane Gerölle aus dem oberoligozänen Wörth-Konglomerat des Staffelsee-Gebietes bei Murnau. In seiner Dissertation lieferte Moussavian (1983) schließlich eine eingehende Darstellung und fazielle Deutung der Paleozän-Gerölle der oberoligozänen Angerberg-Schichten des Unterinntals.

Paleozäne Gerölle sind daher kein wissenschaftliches Neuland mehr. Die Beschreibung der in den vergangenen Jahren im Wachtberg-Schotter gefundenen Paleozän-Gerölle (insgesamt 21) kann daher in kurzer Form erfolgen. Die Beschreibung wird sich nach dem Schema: Riffkalke des Thanets (a), Riffschuttkalke des Thanets (b), lagunäre Bildungen des Thanets (c) sowie Fossilschuttkalke des Ilerds (d) richten.

a) Kalke mit Gerüstbildnern (Korallen, Algen), die man als Biolithite bezeichnen könnte, treten im vorliegenden Material stark zurück. Hierher ist ein schwach rötlich gefärbter Kalk (Geröll W 95) zu stellen, in dem Reste sessiler Organismen vorherrschen. An Foraminiferen sind die Gattungen *Haddonia* und *Miniacina* sowie die Art *Planorbulina cretae* (Marsson) zu nennen. An den Verwachsungs-„Gemeinschaften" beteiligen sich ferner Korallen und Serpeln. Die Rotalgen sind durch die Gattungen *Lithothamnium, Archaeolithothamnium, Lithophyllum, Mesophyllum, Peyssonelia* und *Ethelia* vertreten. Die überwiegend mikritische Grundmasse beschränkt sich auf die Zwickelfüllungen zwischen den Biogenen.

Geröll W 136 wurde bereits von Traub (1948, S. 164) erwähnt. Es sollte die Koralle *Stylophora grassicolumnaris* (Gümbel) Reis enthalten und faziell den Eozänkalken vom Eisenrichter Stein bei Hallthurm entsprechen. Die vorliegenden Schliffe ergaben hingegen einen abweichenden Befund. Der Korallenstock, der durch Querböden gegliedert erscheint, ist stellenweise verkieselt. Die Rotalgen treten in Form großer Knollen bzw. als Krusten auf. Es liegen die Arten *Archaeolithothamnium* cf. *guntert* Johnson & Ferris und *Lithothamnium andrusovi* Lemoine vor. Eine stratigraphisch wichtige Alge ist ferner *Pycnoporidium levantinum* Johnson. Die stellenweise pelmikritisch ausgebildete Grundmasse enthält ziemlich spärlich feinsten Fossilschutt. An Foraminiferen wurden die sessilen Gattungen *Haddonia* und *Nubecularia* sowie *Ophthalmidium,* rotaliide Formen (u. a. *Cibicides)* und Globigerinen beobachtet. In kleinen Bruchstücken liegen ferner Hartteile von Bryozoen, Serpeln, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Ostracoden und Dasycladaceen vor.

b) Riffschuttkalke sind mit den Biolithiten durch alle Übergänge verbunden. Ein Teil der Gerölle (W 105, W 131, W 133, W 137) weist eine mikritische Grundmasse auf. Große Korallenbruchstücke deuten auf die Nähe eines durch den Wellenschlag zerstörten Riffs hin. Daneben treten ziemlich regelmäßig mehr oder minder große Knollen der Rotalge *Elianella elegans* Pfender & Basse auf, die manchmal von der sehr ähnlichen *Parachaetetes asvapatii* Rama Rao & Pia begleitet wird (vgl. hierzu Beckmann et al. 1982, S. 138, Taf. 15, Bild 4, 7). Die Rotalgen werden ferner durch die Familien Corallinaceae und Squamariaceae repräsentiert. Namentlich seien die Arten *Distichoplax biserialis* (Dietrich) und *Ethelia alba* (Pfender) angeführt. Auch Dasycladaceen fehlen nicht. In den meist ziemlich grobkörnigen Schuttkalken kommen fast immer große Sandschaler, Milioliden sowie rotaliide Formen wie *Planorbulina cretae* (Marsson) vor. Die Gattung *Lockhartia* ist hingegen ziemlich selten (Geröll W 105).

Geröll W 52, ein gelblicher, grobkörniger Schuttkalk mit den Längen- und Breitenmaßen 7,5×7 cm, entspricht im Faunen- und Floreninhalt den oben beschriebenen Geröllen. Nachzutragen wäre lediglich *Miscellanea miscella* (d'Arch. & Haime). Hervorzuheben ist dieses Geröll wegen eines anhaftenden, sehr feinkörnigen, rötlichen Sediments, das offensichtlich in Vertiefungen des Gesteins eingreift. Mehrere aufeinanderfolgende Feinsandlagen schmiegen sich der Oberfläche des Fossilschuttkalks an. Die roten Partien schließen ferner einzelne größere, bis 4 cm erreichende, tektonisch stark zertrümmerte Quarzkörner ein. Diese Hohlraumfüllungen sind als „vadoser Kristallsilt" anzusprechen, der nach Hebung der Kalkplattform über den Meeresspiegel unter Süßwassereinfluß entstanden ist (vgl. hierzu Moussavian 1983). Auch die Rotfärbung der Füllmasse deutet auf Verwitterungsvorgänge hin. Das Geröll W 52 ist damit ein wichtiger Zeuge für die schon sehr rasch nach der Ablagerung der mittelpaleozänen Kalke einsetzenden Zerstörung infolge von Hebungen, die wiederum auf tektonische Aktivitäten zurückzuführen sind.

Ein Teil der Fossilschuttkalk-Gerölle ist durch eine sparitische Grundmasse ausgezeichnet und kann daher als Intrabiosparit angesprochen werden (Gerölle W 14, W 40, W 119). Auch diese Gerölle sind durch Fragmente von Korallenstöcken, durch Knollen von *Elianella elegans* Pfender & Basse sowie durch reichliche Beteiligung zahlreicher weiterer Rotalgen gekennzeichnet. Die Intraklaste rühren meist von Gerüstbildnern her, zu denen sich manchmal auch Schwämme gesellen. Foraminiferen (u. a. sessile Sandschaler, Milioliden) sind in dieser Fazies ziemlich häufig. Auch Bryozoen und Echinodermenreste fehlen nicht. Ferner stellen sich Grunalgen (u. a. *Acicularia*) gelegentlich ein. Ein Teil der Intrabiosparite läßt sich von den im folgenden zu beschreibenden lagunären Kalken nicht immer scharf abtrennen.

c) Auf der Rückseite des Riffgürtels wurden mittel- bis grobkörnige Sedimente abgelagert, die massenhaft porzellanschalige Foraminiferen enthalten. Neben den vorherrschenden Milioliden (*Quinqueloculina*, *Triloculina* u. a.) treten in den Gerollen W 106 und W 116 Gehäuse der kleinwüchsigen *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva* Reichel auf (vgl. hierzu Hagn & Moussavian 1980, S. 147, Taf. 11, Bild 1). An weiteren Großforaminiferen kommen *Dictyoconus* und kleine Discocyclinen vor. Sandschaler und rotaliide Kleinforaminiferen runden das faunistische Bild ab. Ferner treten gelegentlich Bryozoen sowie Bruchstücke von Lamellibranchiatenschalen und Echinodermenskeletten auf. Reste von Rot- und Grünalgen sind allenthalben anzutreffen. Unter den Corallinaceen fallen vor allem artikulate Formen (z. B. *Corallina*) auf. Da das Bindemittel dieser Gesteine überwiegend sparitisch ist, können die Gerölle W 106 und W 116 als Milioliden-Biosparite bezeichnet werden.

Eine Variante dieses Gesteinstyps stellt Geröll W 132 dar. Die sparitische Grundmasse ist erfüllt von Bruchstücken der Rotalge *Distichoplax biserialis* (Dietrich). Auch artikulate Corallinaceen sind häufig. Namentlich sei noch *Peyssonelia antiqua* Johnson genannt. Manche Biogene und selbst Intraklaste zeigen sich von dünnen Corallinaceenkrusten umrindet. An Foraminiferen wurden Sandschaler, einige Milioliden, *Planorbulina cretae* (Marsson) sowie Bruchstücke von Discocyclinen beobachtet. Dazu gesellen sich Reste von Bryozoen, Serpeln und Ostracoden. Das durch seine Mikrofazies gut gekennzeichnete Gestein kann als *Distichoplax*-Intrabiosparit angesprochen werden. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Fazies noch bis in das Ilerd hineinreicht.

d) Fossilschuttkalke des Ilerds werden durch die Gerölle W 4, W 11, W 22, W 59, W 64, W 109, W 114 und W 127 vertreten. Auch in ihnen spielen Corallinaceen eine große Rolle. Hin und wieder werden auch kleine Flinellen-Bruchstücke beobachtet. Einige Gerölle sind als Intrabiosparite ausgebildet, während wieder andere einen biomikritischen Habitus zeigen. Um Wiederholungen zu vermeiden, seien nur die neu auftretenden Faunenelemente angezeigt. Es sind dies *Discocyclina seunesi* Douvillé, kleine Nummuliten sowie Gehäuse der Gattungen *Operculina* und *Rankothalia*. Zum ersten Mal erscheinen auch Alveolinen mit planispiralem Anfangsteil. Der Krustenbildner *Gypsina oguzmani* (Douv.) tritt deutlich in Erscheinung. Gelegentlich trifft man auch auf eingeschwemmte pelagische Foraminiferen, von denen vor allem deutlich gekielte Gehäuse der Gattung *Morozovella* für höheres Paleozän sprechen. Daneben treten die Gattungen *Globigerina* und *Planorotalites* auf.

Die meisten Gerölle sind sehr arm an terrigenen Komponenten. Lediglich Geröll W 64 ist stärker sandig ausgebildet. Neben sehr viel Feinsand enthält das Bindemittel auch einzelne größere Quarzkörner. Aufgearbeitete Flinellenknollen sowie Gerollchen von Mikriten des Thanets weisen auf einen Umlagerungshorizont hin.

Die Paleozän-Gerölle des Wachtberg-Schotters zeigen eine verblüffende Ähnlichkeit mit Gerollen aus den Angerberg-Schichten des Unterinntals (Inneralpine Molasse; vgl. hierzu Moussavian 1983) sowie mit Gerollen aus der Subalpinen Molasse (Hagn & Moussavian 1980, Heimer 1981). Derartige Gesteine standen demnach im Südteil der Nördlichen Kalkalpen ehemals in großer Verbreitung an. Die fazielle Ausbildung der einzelnen Gerölle läßt an einen langge-

streckten, barrierenartigen Riffgürtel mit Riffschuttbereichen und einer landwärts (zur Grauwackenzone hin) gelegenen Lagune schließen. Noch im Verlauf des Thanets und verstärkt im Ilerd fielen diese Riffe der Zerstörung anheim. Als Folge dieser durch Hebungen im südlichen Rückland bedingten Entwicklung gewann die Entstehung von Riffschuttkalken immer mehr die Oberhand. Die von v. Hillebrandt (1981, S. 26) beschriebenen Paleozän-Ablagerungen am N-Fuß des Untersbergs gehören indes zur weiter im Norden gelegenen Beckenfazies, die infolge ihrer pelitischen Entwicklung keine Gerölle liefern konnte.

2.1.4.2 Cuis – Lutet

Aus dem Untereozän sind nur Fossilschuttkalke bekannt, deren Zusammensetzung allerdings stark variiert. Da aus Raumgründen nicht jedes einzelne Geröll beschrieben werden kann, sollen wenigstens die wichtigsten Gerölltypen kurz dargestellt werden.

Die Grundmasse der Gerölle ist teils sparitisch, teils mikritisch ausgebildet. Die meisten Gerölle sind verhältnismäßig arm an terrigenen Einschwemmungen, doch treten gelegentlich auch lithoklastreiche Spielarten auf. Eine epigenetische Verkieselung ist ziemlich häufig zu beobachten. Sie ist im polarisierten Licht an den bläulichen Chalzedonrosetten zu erkennen, die vor allem im Inneren von Biogenen (z. B. Großforaminiferen, Echinodermen) auftreten. Einige Gerölle sind auch reich an Intraklasten, die auf Resedimentation hinweisen.

Foraminiferen herrschen in fast allen Geröllen vor. Sie werden nur in den Corallinaceen-Schuttkalken von Rotalgen zurückgedrangt. An Großforaminiferen beobachtet man insbesondere die Gattungen *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Discocyclina*, *Aktinocyclina*, *Asterocyclina* und *Alveolina*. Nur im höheren Teil der Cuis-Stufe treten die Genera *Eorupertia* und *Fabiania* auf. An Kleinforaminiferen ist vor allem *Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona) von Bedeutung, die überwiegend den tieferen Teil des Untereozäns kennzeichnet. Die krustenbildende *Gypsina ogormani* (Douv.) ist in den meisten Geröllen anzutreffen. Daneben stellen sich in wechselnder Menge Sandschaler, Milioliden und rotaliide Gattungen (u. a. *Rotalia* und *Pararotalia*) ein. Eine Zunahme des Planktons (Gattungen *Globigerina*, *Acarinina* und *Morozovella*) deutet auf größere Wassertiefen und damit auf Übergänge zur Beckenfazies hin.

Die Metazoen verteilen sich auf Bryozoen, Würmer, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Ostracoden, Krebsreste und Echinodermen. Korallenreste, die eine Riffnähe anzeigen würden, fehlen im Cuis fast vollständig. Unter den Anneliden dominiert *Ditrupa cornea* (L.).

Die Rotalgen stellen ein beständiges Florenelement dar. Wohl die wichtigste Art ist die blattförmige *Distichoplax biserialis* (Dietrich). An weiteren Gattungen seien *Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Lithophyllum*, *Mesophyllum* und vereinzelt *Lithoporella* (im jüngeren Teil des Cuis) genannt. Artikulate Formen (u. a. *Corallina*) treten stärker zurück. Der Durchläufer *Ethelia alba* (Pfender) ist hin und wieder anzutreffen. Grünalgen sind fast ganz von der Bildfläche verschwunden. Lediglich die Gattung *Halimeda* wurde in Geröll W 144 festgestellt.

Bezüglich weiterer faunistischer und floristischer Angaben sei auf die Arbeit von Moussavian (1983) über die Gerölle der Angerberg-Schichten verwiesen, in der auch die Bestimmungsliteratur aufgeführt wird.

Im folgenden seien noch einige Beispiele von Untereozän-Geröllen aus dem Wachtberg-Schotter gegeben.

Geröll W 91 ist als Biosparit ausgebildet, dem nur feinste Quarzsplitterchen eingelagert sind. Neben kleinen Nummuliten, Operculinen und Discocyclinen treten stark floskulinisierte Alveolinen sowie die Arten *Alveolina oblonga* d'Orb. und *Alveolina (Glomalveolina)* cf. *lepidula* (Schwager) auf. An Porzellanschalern ist ferner *Orbitolites complanatus* Lam. zu beobachten. Ferner wurden die Arten *Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona) und *Schlosserina* cf. *asterites* (Gümbel) beobachtet. Das Geröll ist in das tiefe Cuis einzustufen.

Dem höheren Cuis gehören die Gerölle W 16, W 39, W 108 und W 146 an. Sie enthalten teilweise noch Gehäuse der Gattung *Cuvillierina*, sind aber bereits durch das Auftreten von *Eorupertia cristata* (Gümbel) und *Fabiania cassis* (Oppenheim) gekennzeichnet. Neben *Gypsina ogormani* (Douv.) tritt die ebenfalls krustenförmige *Gypsina multiformis* (Trauth) in Erscheinung. *Rotalia tuberculata* Schubert ist gelegentlich anzutreffen. Geröll W 146 lieferte zusätzlich die Gattung *Buxtorfia*. Es schließt ferner einzelne größere Quarzkörner sowie Gerölle zersetzter Diabase („Grünsteine") aus der Grauwackenzone ein. Auch einzelne Phyllitfetzen wurden beobachtet.

Die Gerölle W 7, W 115, W 140 und W 144 stellen foraminiferenreiche Fossilschuttkalke dar, in denen die Biogene dicht gepackt sind. Geröll W 74 ist als Intrabiosparit ausgebildet, in dem *Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona) und *Distichoplax biserialis* (Dietrich) nicht selten auftreten. Die Intraklaste werden hauptsächlich von Peliten mit wechselndem Sandgehalt gebildet. An Sandschalern ist die Gattung *Haddonia* nachzutragen.

Zu den häufig feinerkörnigen Biomikriten sind die Gerölle W 29, W 41, W 43, W 44, W 51, W 76 und W 110 zu zählen. Ein Teil der Gerölle ist reicher an pelagischen Foraminiferen (z. B. W 41, W 110), in einem anderen Teil überwiegt das Benthos (z. B. W 51). Es ist anzunehmen, daß die mikritische Fazies das gesamte Cuis vertritt. Das Geröll W 29 dürfte dem tieferen Cuis angehören, da es neben Alveolinen die Gattung *Cuvillierina* enthält, während das Geröll W 76 mit *Gypsina multiformis* (Trauth) und *Rotalia tuberculata* Schubert in den höheren Teil dieser Stufe zu stellen ist.

Schuttkalke, in denen Bruchstücke von Rotalgen überwiegen, werden durch die Gerölle W 46, W 120 und W 122 repräsentiert. Das Geröll W 46 ist mit Hilfe von *Astergerma rotula* (Kaufmann) und *Schlosserina asterites* (Gümbel) bereits in das höhere Cuis einzustufen. Feinkörnige Varietäten von Corallinaceen-Schuttkalken sind nicht immer eindeutig von solchen des Ilerds abzugrenzen. Bisweilen ergeben sich selbst Schwierigkeiten, sie von jüngeren Rotalgenkalken klar zu unterscheiden.

Die Fazies der Sandkalke liegt in den Gerollen W 88, W 113, W 121 und W 146 vor. Die terrigenen Einschwemmungen erweisen sich als Reste metamorpher Gesteine. Bemerkenswert sind umgelagerte Foraminiferen aus der Oberen Kreide (u. a. hochkonische Globotruncanen aus dem Maastricht). An bisher noch nicht genannten Arten sei die Kleinforaminifere *Gypsina vesicularis* (Parker & Jones) erwähnt.

Besonders grobklastische Gemengteile schließen die Gerölle W 71 und W 138 ein. Das erstgenannte Geröll mit den Maßen 11 × 7 × 4 cm enthält Einschlüsse mit einem Durchmesser bis zu 1,5 cm. Neben Kristallingerüllchen (Metamorphite) wurden allochthone Mikrite der Oberkreide mit *Globotruncana*, *Hedbergella* und *Heterohelix* festgestellt. In Geröll W 138 erreichen Gerölle von Mergelkalken der höheren Oberkreide eine Länge bis zu 2 cm. Neben großen Quarzkörnern wurden auch Gerüllchen eines körnigen Dolomits (Trias) beobachtet. Die Biogene erscheinen wirr gelagert. In den Gerollen W 71 und W 138 liegt ein Aufarbeitungshorizont vor, der auf Grund der Arten *Eorupertia cristata* (Gümbel) und *Gypsina multiformis* (Trauth) in das höhere Cuis einzustufen ist.

Außerordentlich schwierig gestaltet sich indes die Altersbestimmung extrem feinkörniger Schuttkalke (W 31, W 118). In der feinstsandigen Grundmasse treten fast nur Kleinforaminiferen auf, die überwiegend den Gattungen *Glomospira* und *Cibicides* angehören. Man hat es wohl mit einer etwas lebensfeindlicher Beckenfazies des Untereozäns zu tun. Mit Vorbehalt wird ferner ein sehr fossilarmer Sandkalk (Geröll W 80) in das Cuis gestellt.

Für die Bestimmung des Zeitraums Oberes Cuis – Unteres Lutet ist das gemeinsame Auftreten der beiden krustenbildenden Foraminiferen *Gypsina ogormani* (Douv.) und *Gypsina linearis* (Hanzawa) von Bedeutung (Hagn & Moussavian 1980, S. 151, Taf. 12, Bild 2–3; Moussavian 1983, Tab. 3). Dieser Überlappungsbereich ist dadurch charakterisiert, daß die

letztgenannte Art im höheren Untereozän erst zögernd einsetzt, um erst im Lutet immer deutlicher in Erscheinung zu treten. Folgende Beispiele mögen dies verdeutlichen.

Geröll W 17 liegt als Sandkalk vor, der neben *Gypsina ogormani* (Douv.) und *G. linearis* (Hanzawa) einen dritten Krustenbildner, nämlich *G. multiformis* (Trauth) enthält. Weitere Gattungen und Arten sind *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Eorupertia cristata* (Gumbel) und *Pararotalia*. Pelagische Foraminiferen (*Globigerina*, *Acarinina*) sowie Intraklaste (sandige Pelite mit Plankton) weisen darauf hin, daß die Seichtwasserorganismen, darunter auch Corallinaceen, beckenwärts verfrachtet wurden. Das Geröll ist in das Obere Cuis einzustufen. Mehr oder weniger feinsandige Fossilschuttkalke des höheren Untereozäns werden ferner durch die Gerölle W 104 und W 123 repräsentiert. Auch die Biogene des Gerölls W 104 wurden sicherlich in tiefere Meeresgründe transportiert. Geröll W 123 enthält darüber hinaus ein Geröllchen eines körnigen triadischen Dolomits mit einer Länge von 1,5 cm.

Den Grenzschichten Cuis/Lutet ist ein sehr markanter Gerölltyp zuzuweisen. Es handelt sich um feinkörnige Schuttkalke mit massenhaft *Gypsina multiformis* (Trauth). Die fünf Gerölle (W 23, W 24, W 89, W 101, W 111) zeigen nur wenig Abweichungen voneinander. Diese *Multiformis*-Kalke sind schwach- bis feinsandig ausgebildet, erscheinen teilweise feingeschichtet und werden von feinzerriebenen Hartteilen aufgebaut. Die länglichen Komponenten lassen häufig eine Einregelung erkennen. Neben *Gypsina multiformis* (Trauth) treten vereinzelt auch *Gypsina linearis* (Hanzawa) und *Gypsina ogormani* (Douv.) auf. An weiteren Foraminiferen sind vor allem Milioliden, rotaliide Formen (u. a. *Pararotalia* und *Cibicides*) sowie Bruchstücke von *Discocyclina*, *Eorupertia* und *Fabiania* zu nennen. Das reichliche Auftreten planktonischer Foraminiferen (*Globigerina*, *Acarinina*, *Morozovella*) deutet auf größere Wassertiefen hin. Gehäuse der Gattung *Stilostomella* sind gleichfalls als Tiefwasseranzeiger zu werten. Schließlich weisen auch einzelne monaxone Schwammnadeln auf das Bathyal hin. Man hat es daher mit einer Beckenfazies zu tun.

Multiformis-Kalke kommen in derselben Ausbildung auch als Gerölle in der Subalpinen Molasse des Chiemgaus (Hagn & Moussavian 1980, S. 150) sowie in den Angerberg-Schichten des Unterinntals im kalkalpinen Raum (Moussavian 1983, S. 106–108) vor. Sie gehören daher einer südlichen Fazies des kalkalpinen Alttertiärs an, obwohl Geröll W 111 die beachtlichen Maße 12,5×5×5 cm aufweist.

Ein Vergleich mit einem bereits mitteleozänen Schuttkalk von Holzeck (Schliff G 2592 a 80) zeigt, daß das nahegelegene Untersberg-Vorland als Geröllspender nicht in Frage kommt. Der einer Mergelserie allodapisch eingelagerte Kalk (vgl. hierzu v. Hillebrandt 1981, S. 27) ist reich an Lithoklasten der Trias (Dachsteinkalk) und der Gosau. Auch isolierte Globotruncanen aus den Nierentaler Schichten sind der Grundmasse reichlich eingestreut. Die Biogene lassen zwar eine gewisse Einregelung erkennen, erscheinen aber im allgemeinen wirr gelagert. Neben benthonischen Groß- und Kleinforaminiferen ist auch Plankton reichlich vorhanden. Der Turbidit von Holzeck läßt daher auf eine lokale Einschwemmung von Gesteinsschutt aus dem sich hebenden Untersberg-Massiv erkennen. Zur Zeit der Ablagerung des Wachtberg-Schotters war das Gebiet des Untersberg-NE-Fußes offenbar noch sedimentär verhüllt.

Die Gerölle des Unter-Lutets sind meist durch einen Reichtum an Corallinaceen ausgezeichnet. In Geröll W 30 überwiegen die Gattungen *Archaeolithothamnium* und *Lithophyllum*. Neben *Gypsina ogormani* (Douv.) kommt vereinzelt auch *G. linearis* (Hanzawa) vor. Abgesehen von Nummuliten und Discocyclinen konnten außerdem Gehäuse von *Eorupertia cristata* (Gumbel), *Pararotalia lithothamnica* (Uhlig) und *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) beobachtet werden. Diesem Faziestyp gehören ferner die Gerölle W 117 und W 139 an. Im zuletztgenannten Geröll wurde zusätzlich *Chapmanina gassinensis* (Silvestri) entdeckt, eine Art, die erst ab Lutet in Erscheinung tritt (Moussavian 1983, Tab. 3). Ferner wurden Bruchstücke größerer Nummuliten festgestellt. Geröll W 63 ist ebenfalls hier anzuschließen. Es ist als ziemlich feinkörniger Corallinaceen-Schuttkalk ausgebildet, in dem neben Gehäusefragmenten von

Gypsina ogormani (Douv.) und *G. linearis* (Hanzawa) auch *Asterigerina rotula* (Kaufmann) und *Pararotalia* cf. *lithothamnica* (Uhlig) beobachtet wurden.

In das Unter-Lutet ist ferner ein schwachsandiger Fossilschuttkalk einzustufen, dessen Biogene dicht gepackt erscheinen (Geroll W 134). Er enthält neben *Gypsina ogormani* (Douv.) und *Gypsina linearis* (Hanzawa) die beiden Großforaminiferen *Eorupertia crustata* (Gumbel) und *Chapmanina gassinensis* (Silvestri).

Gleichfalls dem Lutet gehören helle, grobkörnige Corallinaceen-Schuttkalke an, in denen *Gypsina linearis* (Hanzawa) mehr oder minder reichlich auftritt (Gerölle W 21, W 85, W 87, W 103, W 130). Diese Art zeigt sich meist mit Rotalgen verwachsen. An Kleinforaminiferen wurden neben *Rotalia tuberculata* Schubert noch *Gypsina multiformis* (Trauth), *Gypsina vesicularis* (Parker & Jones) sowie *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) beobachtet. Häufig angebohrte Gehäuse von mittelgroßen und Bruchstücke großer Nummuliten sind allenthalben anzutreffen. In Schliff G 103 wurde zusätzlich eine stark verdruckte Alveoline festgestellt. Unter den Metazoen fallen vor allem Schalenbruchstücke von *Pycnodonte gigantica* (Sol.) auf. Dieser Gerollgruppe ist auch Geroll W 94 zuzuordnen, das aber schwachsandig ausgebildet ist und Gerollchen körniger, teilweise endogen verbreschter Dolomite aus der Trias enthält. An Kleinforaminiferen sind noch *Asterigerina rotula* (Kaufmann) und die Gattung *Biarritzina* nachzutragen. Unter den Rotalgen fallen vor allem Thalli von *Archaeolithothamnium* und *Lithoporella* ins Auge.

Die hellen mitteleozänen Corallinaceen-Schuttkalke des Wachtberg-Schotters werden in derselben Ausbildung auch in Konglomeraten der Subalpinen Molasse, z. B. des Westerbuchbergs im Chiemgau (Hagn & Moussavian 1980, S. 151), gefunden. Es ist anzunehmen, daß ein Teil von ihnen bis in das hohere Mitteleozän hinaufreicht. Ein Vergleich mit anstehenden lithoklastreichen Fossilschuttkalken der Biarritz-Stufe vom Westfuß des Untersbergs (Schliffe G 886 a/68 und G 1314 a/69) erbrachte hingegen ein negatives Ergebnis. In ihnen treten Gerollchen des oberjurassischen Plassenkalks ziemlich häufig auf, während Corallinaceen beim Aufbau des Gesteins keine große Rolle spielen. Außerdem fehlt in unseren Gerollen die am Untersberg so häufige *Chapmanina gassinensis* (Silvestri).

2.1.4.3 Priabon – Latdorf

Ein weiterer Gerolltyp von Rotalgenkalken wird durch helle *Lithophyllum*-Bryozoen-Kalke repräsentiert. Ein auffallendes Merkmal ist das vollständige Fehlen von *Gypsina linearis* (Hanzawa). Ein Teil der Gerölle (W 82, W 92, W 112) enthält, wenn auch sehr untergeordnet, Bruchstücke von Discocyclinen. Sie sind daher, berücksichtigt man alle anderen Faunen- und Florenelemente, in das Priabon einzustufen. An Kleinforaminiferen werden gelegentlich *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Pararotalia kallomphalia* (Gumbel) und *Schlosserina asterites* (Gumbel) festgestellt. Die angetroffenen Nummuliten sind klein und einfach gebaut. Retikulate Nummuliten vom Typ des *N. fabiani* (Prever) konnten indes nicht nachgewiesen werden. Neben der vorherrschenden Rotalgengattung *Lithophyllum* tritt vor allem *Lithoporella* häufiger in Erscheinung. Geroll W 153 ist ähnlich ausgebildet, enthält allerdings keine Discocyclinen. Da in ihm *Halkyardia minima* (Liebus) und *Schlosserina asterites* (Gumbel) auftreten, sei es trotzdem in das Priabon gestellt.

Alle übrigen Gerölle (W 2, W 19, W 45, W 55, W 57, W 61, W 107) sind von der Fazies her zwar nicht von den Priabon-Gerollen zu unterscheiden, doch fehlen ihnen Discocyclinen und *Gypsina linearis* (Hanzawa). Zusätzlich tritt eine hochkonische *Discorbis*-Art auf. Milioliden sind im allgemeinen ziemlich häufig. Sandschaler und rotaliide Kleinforaminiferen vervollständigen das faunistische Bild. In den Gerollen W 19 und W 57 wurden ferner Bruchstücke von Korallen beobachtet. Geroll W 19 enthält außerdem Dasycladaceen-Reste (*Belzungia?*).

Einen gewissen Vorbehalt erfordern sehr feinkornige Corallinaceen-Schuttkalke (Gerolle W 8, W 9, W 120, W 122, W 125), die nur feinzerriebenen Fossilschutt führen. Da sie keine Hinweise auf ältere Schichten vermitteln, seien sie gleichfalls zur jüngsten Geröllgruppe gestellt. Ergänzend sei noch Geroll W 49 erwähnt, das einen feinschichtigen Aufbau zeigt. Das flache Geröll entspricht wohl einer bankartigen Einlagerung in ein Mergelpaket.

Hagn & Moussavian (1980, S. 151–152) verglichen einen Teil der hellen Corallinaceen Schuttkalke des Westerbuchbergs mit Lithothamnienkalken von Häring in Tirol und stuften die Gerölle ohne *Discocyclina* und *Gypsina* bereits in das Latdorf ein. Derartige Gerölle sind in der Subalpinen Molasse weitverbreitet, fehlen aber in den Angerberg-Schichten (Moussavian 1983). Auch für die oben angeführten Gerölle des Wachtberg-Schotters muß daher ein unteroligozänes Alter ernsthaft in Betracht gezogen werden.

Vergleicht man die obereozänen und unteroligozänen Gerölle des Wachtberg-Schotters mit Gesteinen des Unter-Priabons des Untersberg-Westfußes (Nierental-Gebiet), so treten augenfällige faunistische und auch fazielle Unterschiede zutage. In allen Dünnschliffen (G 252–253 a/66, G 887–890 a/68, G 2615 a/80) konnte *Gypsina linearis* (Hanzawa) beobachtet werden. Außerdem wurde *Nummulites fabiani* (Prever) mehrfach beobachtet. Die Gattungen *Eorupertia*, *Fabiania* und *Chapmannina* sind häufige Erscheinungen. Die Gesteine sind ferner als lithoklastreiche Foraminiferen-Schuttkalke ausgebildet, in denen Gerollchen von Trias und Jura (Plassenkalk), also der näheren Umgebung, sehr häufig vorkommen.

Daraus erhellt, daß die Alttertiär-Gerolle des Wachtberg-Schotters mit den anstehenden Gesteinen des Untersberg-Vorlandes keine Ähnlichkeit aufweisen. Auch die tiefobereozänen Riff- und Riffschuttkalke des Eisenrichter Steins bei Hallthurm sind in den Geröllen nicht vertreten. Das Fehlen von *Gypsina linearis* (Hanzawa) in den hellen obereozänen Corallinaceen-Schuttkalken läßt vielmehr ihre Einstufung in das hohere Priabon zu. Sie und ihre unteroligozänen Äquivalente bildeten offensichtlich das Hangende der unterpriabonen *Fabiani*-Fazies, die von der Erosion erst nach dem Ottnang erfaßt wurde.

2.2 Rhenodanubische Flyschzone

Im Meridian von Salzburg ist die Flyschzone mächtig entwickelt und in beträchtlicher Breite erschlossen (Prey 1969, 1980). Dennoch konnten nur 7 Gerölle (W 12, W 53, W 65, W 66, W 68, W 155, W 156) aufgesammelt werden.

Die meisten (5) Gerölle liegen als Schwammnadelgesteine (Spiculite) der Oberkreide vor. Sie sind fein- bis mittelkörnig entwickelt, ihr Feinsandgehalt ist meist gering. Die Hauptmasse der Biogene wird durch Spiculae von Kieselschwammen eingenommen, die häufig zu einer lagenweise Verkieselung der Gerölle führten. Pelagische Foraminiferen (*Hedbergella*, *Heterohelix*) stellen sich nur gelegentlich ein. Das Geröll W 66 weist die ansehnlichen Maße 9×7×2 cm auf. Die Spiculite entstammen wohl größtenteils der Zementmergelserie (Prey 1980, S. 288).

Geröll W 12 ist als spiculitischer Sandkalk ausgebildet. Neben feinen Quarzkörnern enthält die Grundmasse Biotit, Muskowit und etwas Glaukonit. An Kleinforaminiferen wurden Sandschaler, die Gattung *Praebulimina* sowie ein- und zweikielige Globotruncanen beobachtet. Daneben tritt reichlich Detritus von Bryozoen, Lamellibranchiatenschalen und Echinodermenskeletten auf.

Demgegenüber weist Geröll W 53 eine feinbrekziöse Entwicklung auf. Die einzelnen Komponenten erscheinen wirr gelagert. Das teilweise verkieselte Geröll ist demnach als Turbidit zu bewerten. Neben Lithoklasten (Quarzkörner, Dolomite, Grünschiefer) wurden zahlreiche sandige Intraklaste angetroffen. Kleinforaminiferen sind haufig. Das Benthos wird durch Sandschaler, darunter *Textularia*, Lagenidae, *Stilostomella* und *Pararotalia* vertreten. Das Plank-

ton setzt sich aus den Gattungen *Globotruncana* und *Hedbergella* zusammen. An Metazoen wurden vereinzelt Schwammnadeln, Bryozoen, Schalenreste von Lamellibranchiaten und Echinodermenschutt beobachtet. Auch Corallinaceen-Grus fehlt nicht. Geröll W 53 kann sowohl der Zementmergelserie als auch der Murbsandstein-führenden Oberkreide der Rhenodanubischen Flyschzone (PREY 1980, S. 290 usf.) entstammen.

3. Folgerungen

Die Auswertung der Sediment Gerolle des Wachtberg-Schotters läßt folgende Rückschlüsse auf die Palaogeographie und Tektonik der Nordlichen Kalkalpen im Meridian von Salzburg in untermiozäner Zeit zu.

Die Trias-, Jura- und Neokom-Gerölle deuten auf eine ausgedehnte Erosion in allen tektonischen Einheiten hin.

Der Fund eines Urgon-Gerölls stellt einen weiteren Nachweis dieses bis vor kurzem noch unbekannten Schichtglieds der Nordlichen Kalkalpen dar (HAGN 1982). Es ist dem Hochbajuvarikum („Lechtal-Decke") zuzurechnen, das im Ottnang noch nicht so stark eingeengt war wie heute (vgl. hierzu PREY 1969). Gleichzeitig stellt dieses Geröll eine Beziehung zu den weiter im Westen gelegenen Gebieten (Thierseer Mulde) her. Auch im Meridian von Salzburg bestand demnach eine Schwelle im Bereich der spateren Lechtal-Decke, auf der Riff- und Riffschuttkalke abgelagert wurden.

Gleichfalls aus dem Hochbajuvarikum sind die drei Cenoman-Gerolle zu beziehen, von denen eines den ersten Nachweis der Gattung *Praealveolina* in den Nördlichen Kalkalpen lieferte. Auch diese Gerolle beweisen, daß das Hochbajuvarikum noch im hoheren Untermiozän Gesteine spenden konnte, die heute nicht mehr anstehen. Dieser Befund ist fur die Datierung jüngster raumverzehrender Vorgänge von großer Bedeutung.

Gerolle von Cenoman gelten ferner als Anzeiger von Nahschuttung und treten in den Geröllspektren der Subalpinen Molasse dementsprechend erst sehr spat auf (HAGN & MOUSSAVIAN 1980, S. 154–155). Sie erscheinen im Westen früher als im Osten (vgl. hierzu HIEMER 1981, S. 44, 106). Dieser Gerolltyp fehlt noch in den oberoligozänen Konglomeraten des Westerbuchbergs (Chiemgau), kommt aber bereits in Konglomeraten der Oberen Süßwasser-Molasse des Irschenbergs vor (HAUSER 1983, S. 78).

Die nicht seltenen Gosau-Gerolle sind aus orogen-internen Gosaubecken abzuleiten. Ein Teil von ihnen ist auf Transgressionssedimente zu beziehen, die wohl der Mittleren Gosau angehoren. Die Obere Gosau wird durch Turbidite vertreten, deren Biogene aus Seichtwasserbereichen beckenwärts verfrachtet wurden. Sie wurden in das Maastricht gestellt.

Das Mittlere und Obere Paleozan ist durch zahlreiche Gerolle belegt. Im Thanet bestand am Südrand der Nordlichen Kalkalpen ein langgestreckter Riffgurtel, der landwärts, zur Grauwackenzone hin, in eine Lagune uberging. Die Riffe wurden sehr rasch zerstort, worauf die Fossilschuttkalke des Ilerds hindeuten. Die vorliegenden Gerolle zeigen keinerlei Ähnlichkeit mit Gesteinen aus dem Untersberg-Vorland. Sie stellen daher Elemente der Fernschuttung dar. Sie lassen sich bis in alle Einzelheiten mit Gerollen aus der Subalpinen Molasse sowie der Angerberg-Schichten des Unterinntals vergleichen.

Gerolle der Cuis-Stufe sind besonders haufig. Im Untereozan wurden uberwiegend Fossilschuttkalke abgelagert. Auch sie stammen aus einem weit im Suden gelegenen Ablagerungsraum. Übereinstimmende Gesteinstypen sind gleichfalls aus der Subalpinen Molasse und den Angerberg-Schichten bekannt. Gleiches gilt fur Gerolle des Lutets. Das reichliche Auftreten von vor allem untereozanen Fossilschuttkalken deutet auf starke Hebungen im Südteil der Nördlichen Kalkalpen hin.

Auch die Priabon- und Latdorf-Gerolle weisen eine große Affinität zu Geröllen der Subalpinen Molasse auf. Sie können hingegen sowohl faziell als auch faunistisch von den noch heute im Untersberg-Vorland anstehenden Gesteine des Unterpriabons deutlich unterschieden werden. Sie stellen wohl die jüngsten Ablagerungen des Salzburger Raumes dar, die heute vollständig abgetragen sind. Damit kann zum ersten Mal Oberpriabon und Oligozän für dieses Gebiet, wenn auch nur auf sekundärer Lagerstätte, nachgewiesen werden. Aus den bisherigen Gerölluntersuchungen ergab sich, daß sich die Ablagerungsräume im Süden infolge Hebungen im Laufe des Mitteleozäns allmählich nach Norden verlagerten. Dieses geodynamische Geschehen ist mit der häufig in der Literatur behandelten Illyrische Phase (z. B. Moussavian 1983) in Verbindung zu bringen.

Flysch-Gerölle wurden in erstaunlich geringer Zahl angetroffen. Die meisten Gerölle entstammen der Südfazies der Rhenodanubischen Flyschzone, die wohl stärker herausgehoben wurde. Es besteht Grund zur Annahme, daß weite Teile der Flyschzone vom Meer der Oberen Meeresmolasse überflutet waren. Möglicherweise haben nur einzelne Inseln Schutt gespendet. Diese Annahme wäre ein Hinweis für die von Traub (1948) angenommene Molassehülle, zumindest in miozäner Zeit.

Gerölle des Ultrahelvetikums und des Helvetikums fehlen im Sammelgut vollständig. Beide Zonen waren wohl noch sedimentär und/oder tektonisch verhüllt. Auch in den Konglomeraten der Oberen Süßwasser-Molasse erscheinen Gerölle des Helvetikums erst zögernd, um im Quartär immer häufiger zu werden (vgl. hierzu Hauser 1983). Es erscheint daher notwendig, in naher Zukunft auch die quartären Gerolle vor allem auch des Salzachgebietes, eingehender zu bearbeiten, um die schrittweise Abdeckung der Nördlichen Kalkalpen und ihres Vorlandes besser datieren zu können. Mit der Durchführung eines derartigen Arbeitsvorhabens wurde inzwischen Herr Dipl.-Geol. E. Hauser betraut.

Der Wachtberg-Schotter enthält zwar einzelne Geröllelemente der Nahschüttung (Cenoman, Flysch), doch überwiegt in ihm die Fernschüttung (vgl. hierzu Hagn & Moussavian 1980, S. 139). Entsprechend seiner östlichen Lage und seines verhältnismäßig geringen Alters müßte man eigentlich ein Vorherrschen der Nahschüttung erwarten. Dieser abweichende Befund hängt indes mit dem langen und weitverzweigten Einzugsgebiet der „Ur-Salzach" zusammen, die noch im Miozän Gesteinsschutt aus dem Süden heranführen konnte. Entsprechende Befunde wurden an postglazialen Tonen des Rosenheimer Beckens gemacht (Hagn 1983). Auch hier lagerte der Inn in der Seemitte weit aus dem Süden transportiertes Material ab, während in den seitlich gelegenen Buchten Geröllchen aus den Vorbergen (Flysch) vorherrschen. Daraus erhellt, daß einzelne Gerollspektren schon auf engem Raum variieren können. Derartige Schüttungsanomalien lassen sich aber dennoch gut in das allgemeine Bild vom Abbau der Alpen einfügen. Gerade Ausnahmen zwingen uns, geodynamische Abläufe nicht allzu starr zu sehen.

Schriftenverzeichnis

Aberer, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien., **50**, 1957: 23–94, 1 geol. Karte; Wien.

Aberer, F. (1962): Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961: 266–279, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

Aberer, F. & Braumüller, E. (1949): Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **92**, 1947: 129–145, 2 Abb., 1 geol. Karte; Wien.

Baumgartner, P. & Tichy, G. (1981): Geologische Karte des südwestlichen Innviertels und des nordlichen Flachgaues 1:50000. – Linz 1981 (Amt oberösterr. Landesregierung).

BECKMANN, J.-P., BOLLI, H. M., KLEBOTH, P. & PROTO DECIMA, F. (1982): Micropaleontology and biostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio, Bergamo Province, Italy. – Mem. Sci. Geol., **35:** 91–172, 16 Abb., Taf. 1–15; Padua.

DEL-NEGRO, W. (1983): Geologie des Landes Salzburg. – Schriftenreihe des Landespressebüros, Serie „Sonderpublikationen", Nr. **45:** 1–152, 27 Abb.; Salzburg.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau, **68:** 93–120, 10 Abb., Taf. 1–2; Stuttgart.

GAUPP, R. H. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Dissertation: 5 nichtnum. S., 1–282, 100 Abb., 7 Tab., 3 Anhänge; München (Inst. f. Geol. u. Mineral. Techn. Univ.; Photodruck).

GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Palaeotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8:** 33–72, 14 Abb., Taf. 12–14, 1 Falttaf., 3 Tab.; München.

HAGN, H. (1971): Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11:** 17–32, Taf. 4; München.

HAGN, H. (1972): Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12:** 113–124, 1 Abb., Taf. 7–8; München.

HAGN, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **16:** 113–133, 2 Abb., Taf. 11–13; München.

HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nordlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22:** 117–135, 4 Abb., Taf. 13–15; München.

HAGN, H. (1983): Archäometrische Untersuchungen an Kröninger Keramik im Vergleich mit anderen bayerischen Produktionsstätten. – Der Storchenturm, **18,** Heft 35: 33–78, 2 Abb., Taf. 3–7; Dingolfing.

HAGN, H. & MOUSSAVIAN, E. (1980): Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 137–157, 2 Abb., Taf. 11–12; München.

HAGN, H. & OTT, E. (1975): Ein Geröll mit *Elianella elegans* PFENDER & BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15:** 119–129, 1 Abb., Taf. 11; München.

HAGN, H. & SCHROEDER, R. (1981): F 8: Märchenwald. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82:** 253–254; München.

HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von ALFRED SELMEIER. – Geologica Bavarica, **57:** 205–288, 5 Abb., Taf. 1–12; München.

HAUSER, E. (1983): Geologisch-paläontologische Untersuchungen am Irschenberg in Oberbayern unter besonderer Berücksichtigung der miozänen Konglomerate. – Unveröff. Diplomarbeit: 2 Bl., 1–141, 16 Abb., Taf. 1–15, 1 geol. Karte 1 : 10000, 1 Profilskizze; München (Inst. f. Paläont. u. hist. Geol. Univ.).

HERM, D. (1981): Höhere Oberkreide. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82:** 22–26, Abb. 6; München.

HIEMER, G. (1981): Zur Geologie der subalpinen Molasse des Staffelseegebietes westlich Murnau/Oberbayern unter besonderer Berücksichtigung des Wörth-Konglomerats. – Unveröff. Diplomarbeit: 5 Bl., 1–128, 16 Abb., Taf. 1–11, 3 Tab., 1 geol. Karte 1 : 5000, 5 geol. Prof. 1 : 5000; München (Inst. f. Paläont. u. hist. Geol. Univ.).

HILLEBRANDT, A. v. (1981): Das Alttertiär zwischen Bad Reichenhall und Salzburg. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82:** 26–28; München.

KOLLMANN, K. & MALZER, O. (1980): Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. – In: BACHMAYER, F. (Hsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich: 179–202, Abb. 89–97, Tab. 11; Wien (Naturhist. Museum und F. Berger, Horn).

MOUSSAVIAN, E. (1983): Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Oberoligozän, Unterinntal). Ein Beitrag zur Paläogeographie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen in alttertiärer

Zeit. – Dissertation: I–VII, 1–189, 7 Abb., Taf. 1–21, 7 Tab.; München (Inst. f. Paläont. u. hist. Geol. Univ.).

PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50000. Wien 1969 (Geol. Bundesanstalt).

PREY, S. (1980): Erlauternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50000. – Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartar. – Verh. Geol. B.-A., 1980, Heft 3: 281–325, 2 Abb.; Wien.

SCHROEDER, R. (1981): Mikrofossilien aus dem Schrattenkalk (Oberes Barrême) westlich des Tegernsees und dem Unter-Cenoman südwestlich von Ruhpolding (Oberbayern). – Geologica Bavarica, **82:** 389–398, 2 Taf.; München.

STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nordlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, **4:** 215–348, 56 Abb., Taf. 12–24; Erlangen.

TRAUB, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocanen Meeresmolasse ostwarts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – N. Jb. Mineral. etc. Mh., B, 1945–1948: 53–71, 161–174, 4 Abb., 1 geol. Übersichtskarte 1 : 25000, 1 Prof.; Stuttgart.

WEIDICH, K. F. (1983): Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den Nordlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rundschau, im Druck.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Bild 1: Orbitolinen-fuhrende Feinbrekzie. Untercenoman. Graben E Kemating. Schliff G 3926 a/83. Vergrößerung ×18.

Bild 2: Hornsteinbrekzie. Untercenoman. Schottergrube von Steinbach. Schliff G 3922 a/83. Vergrößerung ×38.

Tafel 2

Bild 1: *Orbitolina concava* (LAM.), nichtzentrierter Axialschliff. Untercenoman. Graben E Kemating. Schliff G 3925 a/83. Vergrößerung ×18.

Bild 2: *Orbitolina conca* (D'ARCH.), nichtzentrierter Axialschliff. Untercenoman. Graben E Kemating. Schliff G 3926 a/83. Vergrößerung ×18.

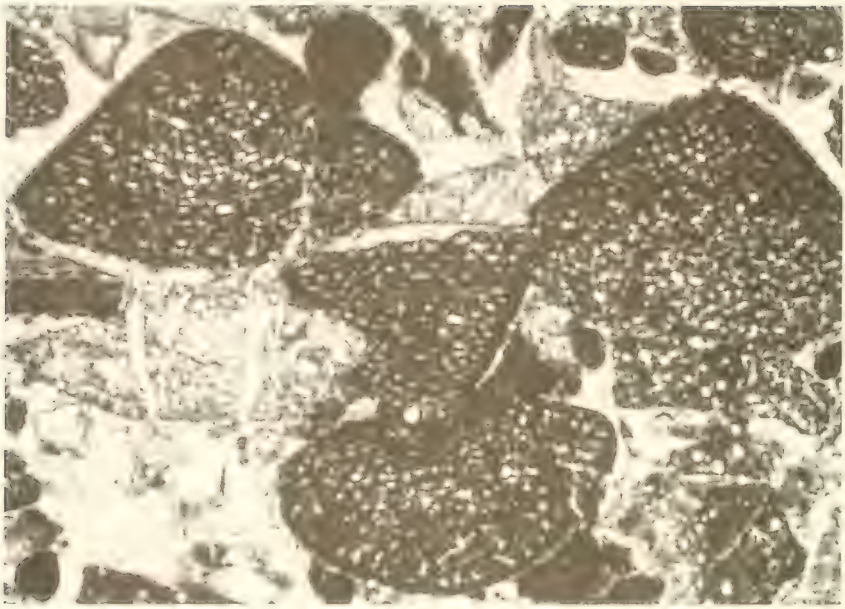
Bild 3: Hornsteinbrekzie. Untercenoman. Schottergrube von Steinbach. Schliff G 3922 a/83. Vergrößerung ×38.

Tafel 3

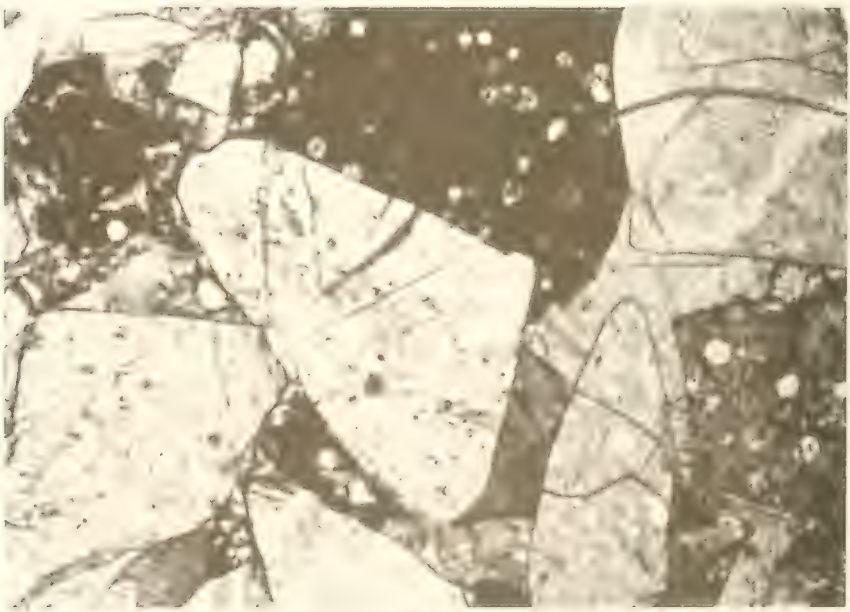
Bild 1: *Praealveolina* cf. *cretacea tenuis* REICHEL, nichtzentrierter Längsschliff. Untercenoman. Graben E Kemating. Schliff G 3924 a/83. Vergrößerung ×45.

Bild 2: *Praealveolina* sp., Schragschnitte. Untercenoman. Graben E Kemating. Schliff G 3924 a/83. Vergrößerung ×45.

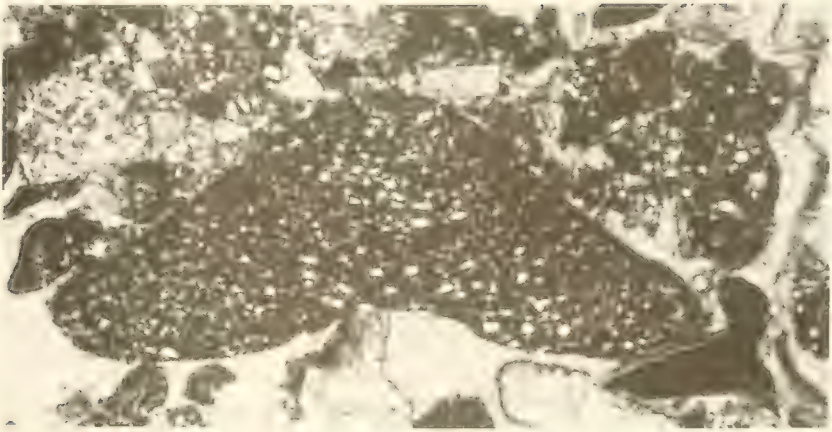
Bild 3: *Praealveolina* sp., nichtzentrierter Schnitt eines stark umkristallisierten Gehauses. Untercenoman. Graben E Kemating. Schliff G 3925 a/83. Vergrößerung ×50.



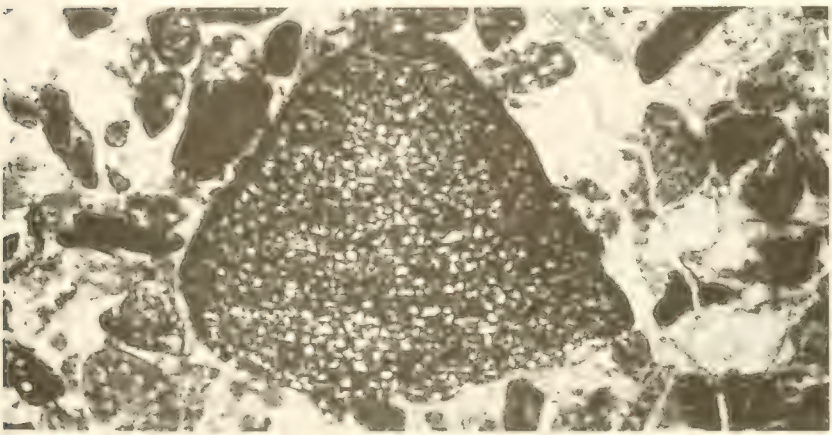
1



2



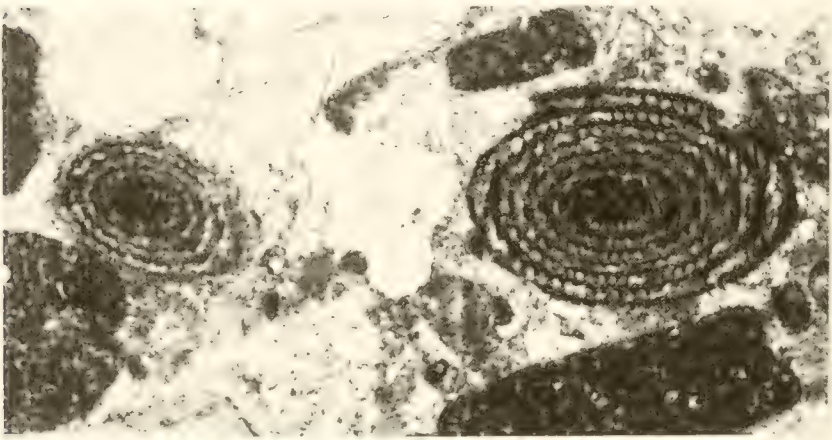
1



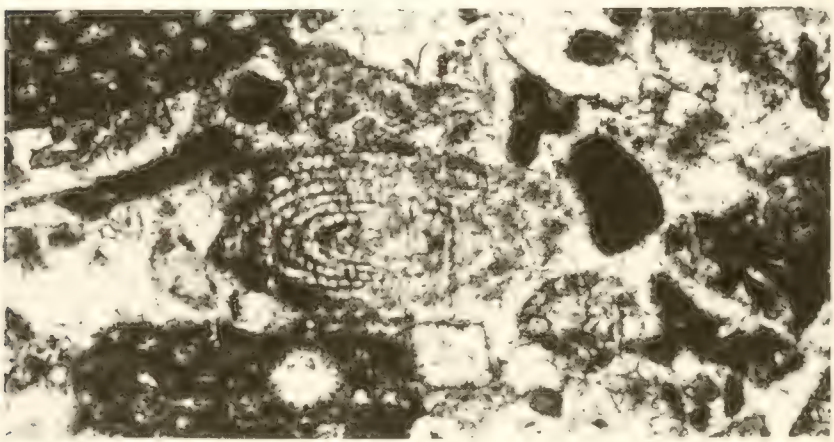
2

3

1



2



3

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 23 | 151–187 | München, 30. 12. 1983

Die Vorlandmolasse bei Günzburg a. d. Donau und Heggbach bei Biberach a. d. Riß im Rahmen des süddeutschen Jungtertiärs

Von Hans Karl Zöbelein*)

Mit 1 Tabelle im Text und 1 Tabelle als Beilage

Kurzfassung

Ein nach der Literatur ausgewähltes Standardprofil durch die jungtertiäre Vorlandmolasse um Günzburg (Tabelle 1, 3. Profil) liefert Hinweise auf die endgültige Auffüllung der Graupensandrinne. Die Günzburger Schichten gehören zufolge ihrer stratigraphischen Lage zum tieferen Torton, die tieferen Teile und ihre Flora zur Säugereinheit MN 5, die höheren Teile und ihre Flora zum höheren MN 5 oder zum tieferen MN 6. Flora und Fauna von Heggbach sind gemäß des Vorkommens von *Megacricetodon germanicus* (det. Fahlbusch) wahrscheinlich höheres MN 5. „Oehninger Floren" kommen im Torton und Sarmat vor. Die Floren von Oehningen und Le Locle (Schweiz) und die Fauna von Sandelzhausen liegen im Torton und in MN 6, die ersteren im höheren Torton, Sandelzhausen im mittleren Torton.

Es wird dargelegt, daß die Stufen des kontinentalen süddeutschen Neogens noch nicht hinreichend mit den Neogen-Stufen der zentralen Paratethys zu korrelieren sind. Deshalb wird die bisherige stratigraphische Nomenklatur beibehalten. Die ungefähren Beziehungen gibt Tabelle 2 wieder. Die Einwanderung von Großsäugern in die Obere Süßwassermolasse (OSM) des süddeutschen Molassebeckens erfolgte später als in älteren Festlandsgebieten infolge der späten Meeresregression. Das Vorkommen zunehmend jüngerer Faunen gegen die Beckenmitte ist die Folge einer sukzessiven Abtragung der Randzonen. Das fast völlige Fehlen von *Dinotherium bavaricum* in der älteren (tortonen) OSM-Serie Dehm's wird durch die Fazies dieser Serie bedingt sein.

Abstract

A composite section, taken from literature through the Younger Tertiary Vorlandmolasse around Günzburg (Table 1, 3th section) is supplying evidence on the final filling up of the Graupensandrinne. The Günzburg strata are belonging to the Lower „Tortonian" according to their stratigraphical position, the lower parts and their flora to the Neogene Mammal Unit (MN) 5, the upper parts and their flora to the upper MN 5 or lower MN 6. Flora and fauna of Heggbach are probably upper MN 5 according to the occurence of *Megacricetodon germanicus* (det. Fahlbusch). „Oehningen floras" are to be found in Tortonian and Sarmatian. The floras of Oehningen and Le Locle (Switzerland) and the fauna of Sandelzhausen are Tortonian and MN 6, the former ones Upper Tortonian, Sandelzhausen Middle Tortonian.

*) Dr. H. K. Zöbelein, Arnpeckstr. 10, 8000 München 90

It is demonstrated that the stages of the continental South-German Neogene cannot yet be exactly correlated with the Neogene stages of the Central Paratethys. Therefore the stratigraphical nomenclature used until lately is continued. Tentative correlation is shown on table 2. The immigration of large mammals into the Upper Freshwater Molasse (OSM) of the South-German Molasse Basin occurred at a later date than in the older continental areas because of the late regression of the Molasse sea. The presence of progressively younger faunas towards the center of the basin is a consequence of a successive denudation of the border areas. The nearly complete lack of *Dinotherium bavaricum* in the older (Tortonian) OSM-series will be explained by the facies of this series.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorwort . . . 153
2. Zur Forschungsgeschichte . . . 153
3. Gliederungen und Korrelationen bei Günzburg (Tab. 1) . . . 154
4. Fazies und Umlagerungen bei Gunzburg . . . 155
5. Spezielle Bemerkungen zu den Profilen der Tabelle 1 . . . 156
   1. Profil (: 156); 3. Profil (: 156); 5. und 6. Profil (: 156); a) RÜHL's Graue Molasse (: 156), b) Gelbe Molasse (: 157), c) Hydrobienbank (: 157), d) Zapfen-, Phoh- und Dinotheriensande (: 158); 7. Profil (: 158); 8. und 9. Profil (: 159).
6. Auffüllung der Graupensandrinne . . . 160
7. Pflanzen bei Gunzburg . . . 161
8. Pflanzen von Heggbach . . . 162
9. Verwandtschaft und Korrelation der Floren von Günzburg, Heggbach, Oehningen und Le Locle und deren Einstufungen . . . 162
   1. Verwandschaft und Korrelation . . . 162
      a) Günzburg und Heggbach (: 162); b) Günzburg-Heggbach und Oehningen-Le Locle (: 163);
   2. Bisherige Einstufungen . . . 164
      a) Günzburg (: 164); b) Heggbach (: 164); c) Oehningen (: 165); d) Le Locle (s. Abschnitt 3, b).
   3. Stratigraphische Stellung von Oehningen und Le Locle . . . 165
      a) Oehningen (: 165); b) Le Locle (: 168).
   4. Diskussion . . . 169
      a) Floren (: 169); b) Einstufung von Günzburg (: 170); c) Korrelierung von Heggbach (: 171).
10. Wirbeltiere bei Günzburg . . . 171
11. Wirbeltiere von Heggbach . . . 172
12. Zur Korrelierung des Neogens der süddeutschen Vorlandmolasse, der zentralen Paratethys und der mediterranen Tethys (Tab. 2) . . . 174
   1. Stellungnahme des Verfassers . . . 174
   2. Bemerkungen zu Tabelle 2 . . . 174
   3. Zu FAHLBUSCH's Emptehlung und zur Biozonation nach Saugetieren . . . 176
13. Verbreitung und Einstufung ausgewählter Säuger und Säugerfaunen des Neogens . . . 178
   1. Vor-obermiozänes Erscheinen von Großsäugern der DEHM'schen älteren und mittleren OSM-Serie . . . 178
      a) ältere Serie (: 178); b) mittlere Serie (: 178); c) ältere und mittlere Serie (: 178).
   2. Kleinsäuger-Faunen im Liegenden der Oberen Brackwassermolasse und in der Oberen Süßwassermolasse . . . 179
   3. Diskussion . . . 180
14. Zusammentassung . . . 181
   Schriftenverzeichnis . . . 182

1. Vorwort

Bei der Vorbereitung einer Veröffentlichung über die Süßbrackwassermolasse im süddeutschen Jungtertiär ergaben sich in dem hier zu behandelnden Gebiet Schwierigkeiten bei der Abgrenzung der Oberen Brackwassermolasse (OBrM) gegen die Obere Süßwassermolasse (OSM). Denn die publizierten Profile umfaßten unterschiedlich benannte und unzureichend korrelierte Schichtkomplexe. Mit ihren starken Anteilen an OSM paßten sie auch schlecht in den Rahmen der geplanten Publikation. In den Grenzbereich der OBrM und OSM fällt zudem die endgültige Auffüllung der Graupensandrinne. Bezüge zwischen den jüngeren Günzburger Schichten (im Bereich der Graupensandrinne) zu jenen der Heggbacher Schichten (außerhalb der Graupensandrinne) waren zu überprüfen. Bei Heggbach/Walpertshofen wurde der Begriff „Albstein" erstmals definiert und stratigraphisch verwertet. Es empfahl sich daher, das vorliegende Thema gesondert zu behandeln.

Hier werden die herkömmlichen Stufennamen der süddeutschen Vorlandmolasse verwendet. Die Gründe hierfür und die Beziehungen zur Stratigraphie der zentralen Paratethys werden in Kap. 12 erörtert.

Herzlichen Dank für Auskünfte und Literaturhinweise bezüglich dieser Veröffentlichung möchte ich folgenden Herren sagen, die, soweit ohne Ortsangabe genannt, beim Universitätsinstitut und bei der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München tätig sind: Prof. Dr. R. Dehm; Prof. Dr. V. Fahlbusch; Dr. O. Fejfar, Prag; Prof. Dr. H. Hagn; Dr. K. Heissig; Dr. E. P. J. Heizmann, Ludwigsburg; Dr. K. Hinkelbein, Stuttgart; Dr. F. Hofmann, Neuhausen am Rheinfall, Schweiz; Prof. Dr. W. Jung; Prof. Dr. K. Lemcke, München; Dr. H. Mayr; Dr. D. Müller; Techn. Oberamtsrat K. Ruoff, Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, München; Dr. G. Schairer; Prof. Dr. F. Steininger, Wien. Außerdem danke ich Frau Hermann und Herrn Lehrer A. Buschle, Mitarbeiter am Städtischen Museum Biberach a. d. Riß für die Ausleihe von *Megacricetodon*-Zähnen aus der Probst'schen Sammlung und Herrn Prof. Dr. Fahlbusch für deren Überprüfung. Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. L. Happel für seine Hilfe bei der Übersetzung der Kurzfassung und Herrn K. Dossow für die Reinzeichnung der Tabellen.

2. Zur Forschungsgeschichte

Apotheker Wetzler aus Günzburg hat mit der Erforschung der Molasse um Günzburg a. d. Donau begonnen, dadurch Esper und andere zur geologischen Erkundung der weiteren Umgebung angeregt, selbst aber nur einen kurzen Bericht über seine Funde nach den Bestimmungen von Dunker, H. v. Meyer und Heer veröffentlicht (1857: 30f.; s. Dehm (im Druck). Er war damals „noch nicht in der Lage, die einzelnen Schichten genau schildern zu können", hat aber in großen Zügen gegliedert und die Begriffsbildung graue Molasse, Zapfensande und obere (Pflanzen-)Mergel in die Wege geleitet. Sandberger verweist (1874: 362, 553) auf Wetzler's (unveröffentlichte) Profile bei Jungholz und Leipheim und Gümbel (1887: 289) auf dessen „mit grösster Sorgfalt" untersuchte Schichten bei Leipheim und Günzburg. Auch Ruhl rühmt (1896: 382, 395, 396, 404) Wetzler's Forschungen und Aufsammlungen. Probst vergleicht (1866; 1883; 1888), mit Wetzler übereinstimmend, die Lagerung und Fossilführung der Schichten von Heggbach und um Günzburg und erörtert die Florenverwandtschaft mit Oehningen[1]). Ruhl

[1]) „Öhningen" ist laut topogr. Karte Nr. 8319 und freundl. Auskunft der Stadtverwaltung der amtliche Name. Da es sich aber bei den danach benannten Schichten um einen international verwendeten Terminus handelt, durfte bei palaontologisch-stratigraphischem Gebrauch von den verschiedenen Schreibweisen „Oehningen" und „Oehninger Schichten" etc. zu bevorzugen sein.

schließt sich (1896) diesen Darlegungen an, wobei er sich auf eigene und WETZLER's Fossilaufsammlungen stützt, deren Fundorte und -schichten er bekanntmacht. GREGOR revidiert (1982) Teile der Floren und stellt sie wie JUNG (1980) in größere Zusammenhänge. Neuere stratigraphische Einstufungen der Günzburger und/oder Heggbacher Molasse erfolgen durch DEHM (1951; 1955) und die beiden Autoren. Über Neubestimmungen von Heggbacher Säugern wird bei GREGOR (: 25–26) und in diesem Beitrag (Kap. 11) berichtet.

3. Gliederungen und Korrelationen bei Günzburg

(Tabelle 1 als Beilage)

HEER (1859: 286) und SANDBERGER (1874: 362) bringen nach Angaben WETZLER's, SANDBERGER auch nach eigenen Aufnahmen Überblicke über die Günzburger Molasse und ihre Fossilien. Eine Standard-Gliederung wurde bisher infolge des raschen Faziswechsels nicht erstellt. Solange die KRANZ'sche Gliederung des Iller- und Hochsträß-Gebietes mittels korrelierter Schichtnummern (1904: 529 f., 536 f.) nicht sicher auf die Günzburger Gegend zu übertragen ist (s. Kap. 5, 7. Profil), können GÜMBEL's Profile (Tab. 1, 1.–4. Profil) als Unterlage für eine Gliederung dienen. Er hat seine Profile insgesamt eingehender dargestellt und durchwegs Mächtigkeiten genannt. Seine Profile von Reisensburg (1. und 3. Profil) sind gegenüber jenen der späteren Autoren auch vollständig, da sie „Obere Sande" aufweisen. Als Gliederungsnorm eignet sich jene GÜMBEL's in unserem 3. Profil, linke Spalte. Daß seine „Pflanzenmergel" ergänzend als Obere Pflanzenmergel bezeichnet werden sollten, erscheint wegen der überkommenen Bezeichnung („obere Mergel" WETZLER's; „obere Pflanzenmergel" RÜHL's und KRANZ') und zwecks Unterscheidung von Pflanzenmergeln in den Unteren Mergel- und Sandschichten (etwa im 4. Profil Nrn. 4–6) geboten. GÜMBEL beziffert die Mächtigkeit der Unteren Mergel- und Sandschichten im 3. Profil auf 27 m, indes sich aus dem 2. Profil 16,50 m und aus dem 4. Profil bis zur Talsohle 19,55 m ergeben. Dieses Schichtpaket sollte aus Korrelationsgründen jedenfalls am Dach der Hydrobienbank enden (s.: XXX), die in Günzburg schon ca. 2,90 m unter dem Nullpegel der Donau lag. Diese so nach unten begrenzten Unteren Mergel- und Sandschichten betrachte ich als die eigentlichen (s. str.). Falls GÜMBEL im 3. Profil auch Liegendes der Hydrobienbank in seine Unteren Mergel- und Sandschichten (also s. l.) einbezogen hat, bleiben sie bei der Begriffsbestimmung außer Betracht.

Die Korrelierung der Schichten stoßt auf Schwierigkeiten. Vorausgeschickt sei, daß der Albstein und sein Liegendes (8. 9. Profil) naturlich alter sind als die Schichtbestände des 1.–7. Profils. Die KRANZ'schen Bithynien-Schichten und ihre Entsprechungen bilden nach den Auffassungen von STRAUCH (1973: 253) und SCHLICKUM (1974: 523–524) das höchste Glied der Kirchberger Schichten. GÜMBEL faßt 1889 abweichend von 1887 Schichten teils zusammen (s. 1. Profil) oder es entfallen Schichten (im 1. Profil Nr. (6), im 2. Profil Nr. (4)) sowie einige Textstellen und Korrelationshinweise. Mächtigkeitsangaben differieren, so im 1. und 3. Profil für die Zapfensande und ihr Hangendes von Reisensburg. Eine Zuhilfenahme von RÜHL's Befunden bei Reisensburg war nicht moglich. Er legt zwar (1896: 400–402) „Nach langjährigen und vielfachen Beobachtungen ... das interessante Profil" von Reisensburg vor. Da aber „die Angaben der einzelnen Autoren nicht mit einander übereinstimmen wollen", gibt er weder eines von deren Profilen noch sein eigenes im Detail und auch keine Mächtigkeiten an. Demgemaß verfährt KRANZ (7. Profil) bei seinen Schichten 5–10. Ich habe daher von RÜHL's Profil von Reisensburg (5. Profil) nur den oberen Teil („Gelbe Molasse") der Termini wegen wiedergegeben, wahrend der untere Teil („Graue Molasse") vom Leibiberg stammt. RÜHL gibt dessen

Schichtstärken in bayerischen Fuß an[2]), da das Profil „schon von Wetzler ... vermessen war und meine Nachmessungen vollkommen übereinstimmten". Rühl hat nur die Petrefakten genauer bearbeitet und teils anders benannt. Sein Profil Leibiberg und Gümbel's gleiches oder benachbartes Profil von Leibi (4. Profil) stimmen in den Pflanzenlagern und einigermaßen in den Mächtigkeiten (ausgenommen die Nr. (9) bei Wetzler/Rühl) überein.

Bezüglich der Säugerlager bestehen neben Übereinstimmungen auch einige Unklarheiten. Bei Reisensburg sind Rühl's „Säugetierschichte" (5. Profil Nr. 4) und Kranz' „Knochenbreccie" (7. Profil Nr. 4) identisch. Diesem oberen Säugerlager – vom 7. Profil Nr. 1.–3. a) sei abgesehen – habe ich im 2. Profil (Gümbel, Landstrost) die Nr. 2 zugeordnet. Das hat zur Folge, daß im 6. Profil (Rühl, Landstrost) die Nr. 3 ein Äquivalent seiner „Säugetierschichte" (Nr. 4 des 5. Profils) ist, beide also (opp. Rühl) entweder in die Graue oder aber in die Gelbe Molasse zu setzen sind. Unsicher ist, ob im 5. Profil Nr. (13) und im 6. Profil Nr. 2, beide von Landstrost, ein mittleres Säugerlager vorliegt. Denkbar wäre, daß Nr. (13) trotz Rühl's andersartiger Einstufung ein Äquivalent der Säugerschichte/Knochenbreccie von Reisensburg ist. *Mastodon angustidens* im 6. Profil Nr. 2 kommt zwar laut Rühl „unten" in ca. 6 m starkem Sand vor. Gümbel hat es aber im 2. Profil unter dem entsprechenden 5 m mächtigen Sand Nr. 3, nämlich in Nr. (4) 1889 (opp. 1887) nicht mehr erwähnt. Ziemlich sicher liegt ein unteres Säugerlager im 1. Profil Nr. 7(8), 2. Profil Nr. 5(6), 5. Profil Nr. (2) und wohl auch im 6. Profil Nr. 1 vor, also knapp über dem Dach der Hydrobien-Schichten.

4. Fazies und Umlagerungen bei Günzburg

Soweit die Autoren in ihren Schichten Fossilien einzeln aufführen, erscheinen in den Unteren Mergel- und Sandschichten fast stets Wasserbewohner (unten noch Hydrobien; ferner Süßwassermollusken, Fische oder Wasserpflanzen). Es liegen vorwiegend limnische Sedimente vor. Die Hydrobien weisen auf restliche Einflüsse des Brackwassers und auf Ablagerung in oder unter Meeresniveau hin. Ich kann mich der von Gregor (1982: 14 Nr. 21) zitierten Meinung nicht anschließen, daß die Nelumbienschicht (s. 4. Profil Nr. 6; 5. Profil Nr. (8)) den „Übergang der fluviatilen in die limnische Fazies (vgl. Rühl 1896, S. 400)" darstellt. Ein Wandel tritt erst mit den mächtigen, vorwiegend fluviatilen Zapfensanden s. l ein. Deren basale Breccienschicht weist auf Einschwemmungen aus benachbarten Landoberflächen bei Einsatz der ersten großen Sandschüttung hin (s. Kap. 6). Möglicherweise haben deren Vorläufer in örtlich sandigeren Teilen des Liegenden das fragliche mittlere Säugerlager bewirkt. Die Breccienschicht ist zufolge der unterschiedlichen Einschwemmungen verschieden stark und wird anscheinend auch durch fossilarme oder -freie Äquivalente vertreten. Die Oberen Pflanzenmergel dürften vorwiegend in ruhigem Wasser sedimentiert worden sein. Darauf weisen die namengebende mergelige Beschaffenheit (s. auch Gregor's Profile W 7 und W 8 bei Reisensburg: 250) hin, desgleichen Mollusken und Fische (s. Wetzler: 38; Gümbel 1. Profil Nrn. 4 und (6); Rühl: 435 f.). Diese allgemeine, mit Rühl (: 423–424, 443–444) übereinstimmende Faziesdeutung weicht von jener Gregor's (: 142, 263, 267) ab, der „Bevorzugte Trocken-Fazies", „bis 80%", für „Günzburg-Reisensburg (Obere Pflanzenmergel)" annimmt[3]). Die Oberen Sande (mit „Tonlagen") sind wohl limnofluviatil entstanden.

---

[2]) Ein bayerischer Fuß (1') = 0,292 m; ein württembergischer Fuß (in Probst 1866: 51; 1868: 180) = 0,286 m.

[3]) Gregor's Faziesaussagen treffen nicht auf den Sedimentcharakter zu. Die Oehninger Flora bezeichnet er z. B. (: 263–264, 267) aufgrund einer „Gesamtartenzahl" von 18 als 100%ige Trockenfazies, obwohl Stauber (1939: 330) von 475 Pflanzenarten und u. a. 826 Insektenarten spricht, die in einem Maarsee abgelagert wurden.

Gümbel erwähnt im 1. Profil Nr. 7(8) sparlich *Congeria*, im 2. Profil Nr. 5(6) zahlreiche *Congeria* und *Cardium* neben Land- und Süßwasserbewohnern. Er knüpft daran (1887: 290, 291), die Bemerkung, daß die bei Reisensburg „über den eigentlichen brackischen Schichten liegenden obermiocanen Susswasser- und fluviatilen Glieder ... nur einzelne, vielleicht ausgeschwemmte brackische Conchylienreste enthalten" bzw. (: 291-292) daß sich „die grosse Anzahl von brackischen Conchylien" bei Landstrost „Wahrscheinlich ... nur auf sekundärer Lagerstatte" finden. Das trifft in beiden Fällen zweifellos zu. Kirchberger Schichten wurden durch erodierende Gewässer bis mindestens zu den unteren Fisch-Schichten, wahrscheinlich aber bis zu den Congerien-Schichten (bezogen auf Kranz'ens Illerprofil, 1904: 530) aufgearbeitet. Umlagerungen und Zusammenschwemmungen bezeugen auch die Schalenbreccie im 1. Profil Nr. (6) sowie die Mergelgerolle im 1. Profil Nr. 6(7), im 2. Profil Nr. 5(6) und im 8. Profil Nr. 2).

5. Spezielle Bemerkungen zu den Profilen der Tabelle 1

Die Korrelation zwischen den Profilen um Gunzburg (1.–7. Profil) und jenen von Heggbach (8./9. Profil) ist noch ungeklärt. Der Zaptensand und die Mergel von Heggbach, die Probst denen von Gunzburg gleichstellt, sind vielleicht nach oben zu verschieben (s. Kap. 9, 4c). Der oberhelvetische Albstein liegt viel tiefer, als er zwecks Wiedergabe der Probst'schen Auffassung und aus zeichnerischen Gründen angeordnet wurde (s. Bemerkungen zum 8./9. Profil).

Zum 1. Profil

Zu Nr. 2: Ein Äquivalent des tieferen Teils, auch des 3. Profils i)–l), könnten am Top von Gregor's Profil W 7 von Reisensburg NE-Hang (1982: 250, 247) eine unbenannte Sandschicht von 4,55 m Stärke und darüber 0,70 m Mergel sein. – Zu Nrn. 3–5 (+ 6?) bzw. f)–h) im 3. Profil: Als Äquivalent der Oberen Pflanzenmergel betrachte ich in Gregor's Profil W 8 von Reisensburg NE Hang ein unbenanntes, teils buntes Mergelpaket von 5,20 m Mächtigkeit über den „Dinotheriensanden". Denn nach Ruhl (: 443) „gehen die Dinotheriensande allmählich in die pflanzenführenden Schichten über". Ob die überlagernden 1,85 m Sand und 3,60 m Mergel, die Gregor für die Oberen Pflanzenmergel hält, noch zu diesen oder (zum Teil?) zu den Oberen Sanden gehören, bleibt offen. – Zu Nr. (6): Gümbel hat die Schicht 1889 (opp. 1887) mit Nr. 5 zusammengefaßt, 1887 aber die Pfohlsande des 2. Profils Nr. 1 „ungefähr" mit (6) verglichen. Die Verschiebung von (6) unter den Strich ergäbe eine bessere Mächtigkeitsverteilung in bezug auf das 3. Profil, linke Spalte. – Zu Nr. 8(9): Falls sie der Ruhl'schen Hydrobienbank entspricht (vgl. 5. Profil Nr. (1), ist das Vorkommen von *Cepaea silvana* ungewöhnlich, da aus den Hydrobien-Schichten nicht bekannt. Andernfalls wäre Nr. 8(9) einem Teil der Kranz'schen Bithynien-Schichten korrelat und über der gestrichelten Linie zu plazieren. – Zu Nr. 9(10): *Rana danubina* statt „*R. danuvica*" etc. (s. 171[16]).

Zum 3. Profil

Das Fehlen von Mächtigkeitsangaben für die Schichtkomplexe a)–l) erschwert deren Zuordnung, zumal die Stärken der Profilteile (linke Spalte) von jenen im 1. und 2. Profil abweichen. – Zu b): Im 2. Profil Nr. 5(6) ist nur von Mergelknollen die Rede. Daher dürfte b) keine eigene Schicht bilden und c) bis in das untere Saugerlager (Pfeilspitzen im 1. und 2. Profil) reichen.

Zum 5. und 6. Profil

a) Ruhl hat (: 418) den Begriff Graue Molasse (394: „graue Günzburgermolasse") von Wetzler übernommen, sie (: 395–397) beschrieben und (: 398–403) in Profilen dargestellt.

Daraus wurden unser 5. und 6. Profil als bezeichnend ausgewählt. An der Iller veranschlagt Ruhl (: 403) die Starke der Grauen Molasse auf 8,5–9 m. Nach Kranz'ens Abgrenzung (: 529) umfaßt sie dort seine Schichten 8–4, also die Bithynien- und Silvana-Schichten von zusammen 7,34–10,68 m, im Mittel 9 m Machtigkeit. Aus meiner Deutung von Gümbel's Iller-Profil (Nrn. 2–6 in 1887: 288–289 wie 1889: 36–37) ergeben sich 8,6 m. – Ruhl hält die Graue Molasse für völlig ausgesußt (: 386, 395, 417), obwohl *Hydrobia* „vielfach in die graue Molasse aufsteigt" (: 409; unser 5. Profil Nr. (3)) und auch an der Iller noch in den äquivalenten Bithynien-Schichten vorkommt (s. Kranz: 488 Nr. 8, 489 Nr. 6, 529 Nr. 7+8).

b) Den Begriff Gelbe Molasse hat Ruhl eingeführt. Vor ihrer Beschreibung (: 419–424) erörtert er (: 418) die Gründe für und gegen die Benennung und schließt: „Man möge daher dem Namen gnädig sein." Diesem Wunsch steht entgegen, daß die Gelbe Molasse in seinen Profilen um Günzburg gegenüber der Gümbel'schen Aufnahme (s. unser 1. Profil) unvollständig erfaßt ist. Außerdem reicht Ruhl's „gelbe Molasse ... von Württemberg bis Ungarn", dazu weit nach S und SW (: 420–421), womit sie verschiedenerlei Schichten umfaßt (s. Kap. 10). Über die Sande der Gelben Molasse siehe Abschn. d).

c) Ruhl's Hydrobienbank: Ruhl nimmt (: 386–387; Profile: 398 Nr. 3; 399 Nr. 1; 401 Nr. 1; 403 Nr. 3) als oberstes Glied der Kirchberger Schichten „für die Praxis" „eine gewohnlich mergelige Schicht [an], die oft in harten Steinmergel übergeht und vollgespickt ist mit der Aussüßungsform der genannten *Hydrobia*" (*semiconvexa*). Darüber beginnt seine Graue Molasse. In Ruhl's Profil vom Leibiberg (: 399; s. 5. Profil) liegt die Hydrobienbank im Mittel 2,42 m unter dem Unionidenpflaster (Nr. (8)), in seinem Profil vom Jungholz bei Leipheim (: 398) 2,89 m unter der entsprechenden Nr. 8 und ist 0,26 m dick. Man kann daher Ruhl folgen, daß es sich um die gleiche Hydrobienbank handelt. Im Jungholz liegen unter der Hydrobienbank eine 0,20 m machtige Bithynienbank und 0,70 m Bithyniensand, also keine weiteren Kalkbänke wie in kurzen Abständen an der Iller.

Kranz erklart (: 529[2], 534[1]), daß seine Bithynien-Schichten zusammen mit den Silvana-Schichten (ausschließlich der Knochenbreccie) bei Ruhl Graue Molasse heißen (s. 7. und 5. Profil). Da Kranz (: 529) seine Hydrobien- (und damit Kirchberger) Schichten im Iller-Profil mit einer Kalkbank, Schicht Nr. 9 enden und darüber seine Bithynien-Schichten beginnen läßt, ist diese Kalkbank definitionsgemäß die Hydrobienbank Ruhl's. Ob Ruhl diese Kalkbank Nr. 9 gemeint hat, ist aus seinem gerafften Profil „in Kirchberg" (: 403) leider nicht zu ermitteln[4]). Schicht 9 ist in Kranz'ens Profil G (: 499) ein 0,23 m starker „Heller Kalkstein mit zahllosen *Hydrobia semiconvexa*" neben limnischen Mollusken. Als „zahllos" bezeichnet er die Art aber auch in Nr. 11–13 seines Profils D_1 (: 494), einem hellen harten Kalkstein von 0,35 m Machtigkeit sowie in Nr. 11–13 seines Gesamtprofils der Kirchberger Schichten (: 530); weiterhin als „haufig" bzw. „besonders häufig" in den Kalksteinen Nr. 11 bzw. Nr. 13 des Profils C (: 491), die 0,08 bzw. 0,12 m dick sind.

Außer in Profil C scheidet Kranz die Schicht Nr. 11 als hellen oder als grauen bituminösen Kalkstein auch in den Profilen A (0,20 m), A_1 (0,14 m) und F_1 (0,15 m) eigens aus. In diesen Profilen erscheint *Hydrobia* aber nur in A. O. Fraas führt in seinem Profil (in Engel 1896: 386) nur Nr. 1 als 0,20 m dicke „harte, graue Kalkbank" mit *Hydrobia* und *Bithynia* an, die nach meiner Profildeutung (erscheint spater) Kranz'ens Nr. 9 entspricht. Als korrelat wird auch Gümbel's Schicht Nr. 7 (1887: 288–289 wie 1889: 36–37) gedeutet werden, ein 1 m mächtiger „harter, gelblicher Mergelkalk" (vgl. Ruhl: 403 Nr. 3: „ein gelblicher Mergelkalk"); nur daraus nennt Gümbel *Hydrobia* etc.

---

[4]) Die Gemeinden 7901 Oberkirchberg und 7901 Unterkirchberg wurden am 1.4.1972 zur neuen Gemeinde 7901 Illerkirchberg 1 bzw. 2 /über Ulm zusammengeschlossen. Daneben besteht der Ort 7959 Kirchberg an der Iller über Laupheim weiter (freundl. Auskunft des Postamts Ulm). Das Typusgebiet der brackischen Kirchberger Schichten liegt am westlichen Illerhang bei Illerkirchberg und reicht von Unterkirchberg bis 2,8 km S Oberkirchberg (s. Kranz 1904: 483 Abb. 1).

Aus diesen Profilvergleichen und im Vertrauen auf KRANZ'ens Orts- und Sachkunde schließe ich, daß seine Bank Nr. 9 und nicht die Bank Nr. 11 die RUHL'sche Hydrobienbank ist. Im übrigen sind die Zwischenschichten Nr. 10 und 12, soweit KRANZ sie in seinen Iller-Profilen gesondert aufführt, durchschnittlich nur 0,21 bzw. 0,08 m mächtig. Die Hydrobien-reichen Banke Nr. 9, 11 und 13 liegen hier also eng beisammen und insofern wäre eine Verwechslung nicht schwerwiegend.

RUHL fand (: 387) die Hydrobienbank auch unter der Donau bei Günzburg, wo er brackische Schichten beim Brückenbau ca. 10 Fuß (ca. 2,90 m) unter dem Nullpegel beobachtete. Der Nullpegel lag im Jahre 1901 auf 439,60 m ü. NN. (freundl. Mitt. von Herrn Techn. Oberamtsrat K. RUOFF). KRANZ schreibt dieser Hydrobienbank im 7. Profil die Nr. 11 zu (s. Bemerkungen).

GREGOR läßt (: 14) die Graue Molasse, RUHL folgend, über der Hydrobienbank beginnen, stellt aber (: 13 Nrn. 11, 16; opp. RUHL) diese „Süßwasser-Kalkbank" zur OSM. Davon abweichend betrachtet er (: 24) die Graue Molasse als „Aussüßungshorizont", wobei dieser „Horizont" z. B. im 5. Profil 13 Schichten von 12,35 m Mächtigkeit aufweist.

d) RUHL's Zapfen- oder Phoh- und Dinotheriensande: GÜMBEL vermerkt im 3. Profil Nr. d–e), RUHL im 6. Profil Nr. 4 nur Zapfensande von ähnlicher Machtigkeit. Phohsande führt RUHL (: 418) auch bei seiner allgemeinen Gliederung der Gelben Molasse nicht auf. Statt „Phohsande" (2. Profil Nr. 1; 5. Profil Nr. 4) wird auch „Pfohsande" verwendet (2. Profil Nr. 1; 7. Profil Nr. 1.–3.b). KRANZ nennt dort (: 533) „Zapfensand (Pfohsand mit und ohne sandige Kalkconcretionen)" sowie „Zapfen- und äquivalente Pfohsande", wonach es sich bei letzterem also um lokale Entsprechungen des Zapfensandes handelt. Die volkstümliche Bezeichnung für diese Fuchssande kann entfallen, zumal sie auf Sande verschiedenen Alters (etwa der OMM bis zum Pleistozän) angewandt wird.

Die „Dinotheriensande" bezeichnet RUHL (: 401, 420, 422) als „meistens genau abgeschnittene Schichte" über dem Zapfensand, bestehend aus mächtigen Ablagerungen von rotgelbem, fast reinem Quarzsand, der noch eisenschüssiger als der Zapfensand ist und schlecht erhaltene Pflanzenreste führt. GÜMBEL scheidet keine „Dinotheriensande", RUHL sie in den Profilen von Günzburg (: 400) und Reisensburg (5. Profil Nr. 5) ohne Mächtigkeitsangaben aus. KRANZ faßt (: 533–534; 7. Profil Nr. 3b) den Dinotheriensand mit dem Zapfen- und Pfohsand zusammen. RUHL hat den Begriff „Dinotheriensande" infolge einer irrtümlichen Verallgemeinerung auf das Günzburger Gebiet übertragen (s. Kap. 10), weshalb ich ihn hier in Anführungszeichen setze. Man wird die „Dinotheriensande" + Zapfen- und/oder Pfohsande + Knochenbreccie als „Zapfensande s. l." bezeichnen konnen. Da aber RUHL aus seinen verschiedenen Sanden Fossilien nennt und Korrelationen daran knupft, sollen ihre Bezeichnungen vorerst beibehalten werden.

Zum 7. Profil

KRANZ legt (: 533) seinem Profil die Befunde von WETZLER (1857: 34f.), GÜMBEL (1887: 290f.; 1894: 378f. – 1889 erwahnt er nicht), RUHL (1896: 382f.) und eigene Aufnahmen zugrunde.

Zu Nrn. 1.–3.a): Die Oberen Pflanzenmergel dürften unvollständig aufgeschlossen oder erhalten sein. Denn ihre Machtigkeit beträgt im 1. Profil (Nrn. 3–5) 10, 25 (? 7,75) m und im 3. Profil 6 m. – Zu Nrn. 1.–3.b): Im viergeteilten, sandig-konglomeratischen, kalkhaltigen Schichtpaket ist nur der unterste Meter „Grunlichgrauer, glimmerreicher Thon". Die Gesamtmachtigkeit (12 m) entspricht fast jener im 6. Profil Nr. 4 (11 m). – Zu Nr. 4: KRANZ nennt (: 534–535) unter den „unzähligen Land- und Susswasserschnecken" der Knochenbreccie keine Hydrobien. Sie kommen „mehr unten", namlich in den Bithynien-Schichten vor, bis wohin sie

auch an der Iller aufsteigen. – Zu Nrn. 4 und 5–10 z. T.: KRANZ grenzt seine Silvana-Schichten nicht nach unten ab, weshalb er auch keine Mächtigkeiten angibt. – Zu Nr. 5–10 und 11–17: KRANZ'ens Zusammenfassung dieser Schichtfolgen und deren fragliche Abgrenzung bezeugen, daß er sein Günzburger Profil nicht exakt gliedern und mit dem Iller-Profil korrelieren konnte. Daher bleiben auch Ober- und Untergrenze der Bithynien-Schichten bei ihm unbestimmt. Die Untergrenze fällt aber zufolge seiner Definition (: 529[1], 534[1]) mit jener der Grauen Molasse RUHL's zusammen. Die Bithynien-Schichten sind also bis dorthin zu verlängern (s. Pfeil) und die Hydrobien-Schichten entsprechend tiefer zu legen. Die Mächtigkeiten von über 17 m bzw. mindestens 14 m, die KRANZ im Text (: 534–535) bei den Nrn. 5–10 nennt, aber mittels Klammer zu den Hydrobien- und Fisch-Schichten zieht, gleichen den 14 m bei Landstrost (6. Profil Nrn. 1+2) und nähern sich jenen im 2. Profil Nrn. 3–5 (16,50 m) und im 5. Profil Nrn. (2)–(14) (12,35 m). KRANZ'ens besagte Mächtigkeiten stellen also die Mächtigkeiten von GÜMBEL's Unteren Mergel- und Sandschichten (s. str.) und von RUHL's Grauer Molasse dar. – Zu Nr. 11: Durch Verschiebung des Daches der Hydrobien-Schichten nach unten bildet der Mergel und Steinmergel mit *Hydrobia* die Unterlage der Bithynien-Schichten. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem daher um die Hydrobienbank RUHL's (KRANZ'ens Nr. 9 und nicht Nr. 11).

KRANZ trifft seine Einstufungen im 7. Profil teils nach der älteren Stratigraphie. Als „Mittelmiocän" gelten auch bei ENGEL (1896: 409 und unterteilt 1908: 538) die brackischen Schichten. Die Bithynien- und Silvana-Schichten des „Obermiocäns" führen Landschnecken des Tortons. Die Schichtfolge Nrn. 1–3.b) „dürfte dem obersten Miocän zuzurechnen sein", wobei KRANZ (: 545) auf RUHL's Florencharakterisierung (: 443–445) verweist. Dagegen und für Torton spricht *Cepaea silvana* in den Oberen Pflanzenmergeln (1. Profil Nr. 4). Sarmat läßt sich aus den Floren, Säugern und der profilmäßigen Höhe nicht herleiten. Von seiner Stratigraphie ist KRANZ selbst abgewichen. Bei den „Ablagerungen der Ulmer Bucht" bezeichnet er (1905: 195[1]) die Silvana-Schichten als Profilhöchstes und als „Obermiocän", die Bithynien-Schichten und ihr Liegendes bis zu den Paludinen-Schichten (= basale Kirchberger Schichten) als „Oberes Mittelmiocän" und die vermeintliche „Marine Molasse" (tatsächlich die Grimmelfinger Schichten) als „Unteres Mittelmiocän".

Zum 8. und 9. Profil

Der Fundpunkt Heggbach (Heggbacher Mühle am Buchhaldenberg; s. LICHTER & LISKE 1974: 308 Abb. 1) ist wegen seines Floren- und Faunenvergleichs mit der Günzburger Molasse und mit Oehningen sowie wegen seiner stratigraphischen Einbindung interessant. Die Änderungen im 9. gegenüber dem 8. Profil gehen auf nachträgliche Mitteilungen PROBST's an ENGEL zurück, wie sich aus der Verschüttung der Grube vor 1883 (s. das Folgende) ergibt.

Über die Geschichte des Aufschlusses und seiner Aufsammlungen berichtet PROBST (1888: 66–67, 69), daß die Bauern im Jahre 1848 „auch für sich eine bescheidene Marzerrungenschaft herausschlagen" wollten. Ihr Ansinnen, eine Sand- und Mergelgrube zu eröffnen, wurde von der gräflichen Gutsherrschaft genehmigt. Mergel durften nur die Bauern und Burger, nicht aber der Herr Pfarrer abfahren. „Ich konnte freilich keinen Rechtstitel geltend machen, stellte mich aber auf den Standpunkt des Negligierens ... ließ mein Fuhrwerk hinüberfahren wie zuvor ... und meine Schranke füllten sich mit einer großen Zahl von Blattabdrücken." PROBST hat dort seit 1857 Fossilien gesammelt (auch Knochen, die nach Meinung der Fuhrleute der Hund des Mullers vergraben hatte), 1865 Pflanzen entdeckt und sie bis zur Verschuttung der Grube ausgebeutet (1883: 168, 172). Seine Sammlung mit u. a. „vielen tausend Pflanzenresten ... von der Heggbacher Mühle" (GREGOR 1982: 25) befindet sich im Stadtischen Museum in Biberach a. d. Riß.

Zu Nr. 1[1]: Zusammen mit WETZLER beobachtete PROBST eine auffallende, auch geologisch paläontologische Übereinstimmung der Zapfensande von Heggbach und ihres Liegenden mit jenen um Günzburg-Schneckenberg (1866: 50; 1883: 168; 1888: 66–67). Die Mächtigkeiten der

Zapfensande s. l. von 8,02 [+ x?] m (unser 9. Profil; Hangendes ist Pleistozän lt. Probst 1873: 132), 11 m (6. Profil) und 12 m (7. Profil) sind vergleichbar. Weiteres dazu in Kap. 9, 4c. – Zu Nr. 2: Die Sauger und Mergelknollen, „wie Gerolle eingebettet", in der Knauerschicht könnten wie die Knochenbreccie und ihre Äquivalente (7. Profil Nr. 4; 5. Profil Nr. 4 unten; 2. Profil Nr. 3) beim Einsetzen der E-W- (Glimmersand-)Strömung zusammengeschwemmt worden sein (s. Kap. 6). Über die Wirbeltiere der Heggbacher Schichten siehe Kap. 11. – Zu Nr. 3[2]–6[5]: Die Sedimente samt ihren Fischen, wasserbewohnenden Pflanzen und Mollusken ähneln den Unteren Mergel- und Sandschichten um Gunzburg. Ob aber die einzelnen Schichten zu korrelieren sind, ist angesichts der Entfernung und der unterschiedlichen Mächtigkeiten fraglich. – Zu Nr. 6[5]: Die Pflanzenschicht „besteht deutlich aus mehreren Abtheilungen" mit teils verschiedenen Pflanzen (1868: 172f.; 1883: 170). Die Bithynien-Deckel häufen sich nach oben sehr. Die Schicht mit ihren häufigen Wasserpflanzen entstand nach Probst (1868: 173) als Schlamm „auf dem Grund eines Teichs oder in einer ruhigen Bucht eines fließenden Wassers", „in welche die Pflanzenreste von der benachbarten Landschaft hereingeweht oder geschwemmt wurden." Dagegen bezeichnet Gregor (: 142, 264, 267) Heggbach als eine „Bevorzugte Trocken-Fazies" „bis 80%", die er in Gegensatz zur „Sumpf-Fazies" stellt, die „alle Feucht-Fazies-Bereiche rund um die Wasser-Fazies" umfaßt. Nach Probst (1888: 71) war bei Heggbach „eine wasserreiche Landschaft mit Wald, sehr vorherrschend mit Laubwald bestanden". Doch ist man „bislang nicht im stande ..., die trockenen Stellen, auf denen der Wald mit seinen Bewohnern wuchs, aufzufinden." Zum Pflanzenbestand siehe Kap. 8. – Zu Nrn. [9], [8-10]: Probst hat (1868: 180) den „Albstein" als geologischen Begriff eingeführt und beschrieben. Probst und Engel wußten noch nicht, daß zwischen dem Albstein und der OSM die Zeit der Grimmelfinger und Kirchberger Schichten liegt (vgl. Moos 1925; Kiderlen 1931). Sie hielten deshalb den Albstein und die (schwach brackischen oder ausgesüßten) Deck-Schichten der OMM [Nrn. 9+10] für den „unt. *Sylvana*-Horizont", was Gregor (: 25) übernimmt.

6. Auffüllung der Graupensandrinne

Die Gunzburger Gegend liegt im Bereich der Graupensandrinne, Heggbach rund 7 km SE ihres SE Randes und ca. 45 km SW Gunzburg. Bei Günzburg weisen die Unteren Mergel- und Sandschichten in ihren tiefen Teilen ausweislich der Hydrobien noch schwach brackische Einschläge auf. Die Sedimente wurden also in einer Rest-Graupensandrinne zunächst in oder unter Meereshohe abgesetzt. Der danach limnisch sedimentierte Großteil der Unteren Mergel- und Sandschichten durfte die Graupensandrinne vollends aufgefullt haben. Örtlich konnen die mergeligen Ablagerungen nach oben zu in sandig-mergelige und sandige Sedimente übergehen (2. Profil Nr. 2; 6. Profil Nr. 2). Die Albsteinschwelle, die die Brackwasser der Graupensandrinne von der südlichen Süßwasserzufuhr großenteils abgeschirmt hatte (vgl. Lemcke & a. 1953: 31f., 39f.), war nach dieser Zeit endgültig untergetaucht. Die Schüttung mächtiger Sandmassen uber die ehemalige Albsteinschwelle und Graupensandrinne hinweg setzt erst mit den Zapfensanden ein. Füchtbauer hat (1954a: 33 Abb. 2g, 39) den Einsatz einer alpinen E-W-Schüttung zu Beginn der OSM herausgestellt. Sie „eroberte sich nahezu das gesamte Molassebecken mit zunächst feinkornigen, dann immer groberen Sedimenten" (: 39). Hofmann verfolgt sie als „Glimmersandschüttung" vom Hegau durch die Ostschweiz gegen das Rhonetal. „Die Basis der zentralen Glimmersandrinne ist mit der Basis der OSM identisch" (1956: 23, 25, 26; 1955: 107, 121; 1960b; 1969). Wenn aber „Die Glimmersande der Ost-West-Schuttung ... in Form rein fluviatiler Stromrinnen in die ubrigen fluvioterrestrischen Sedimente der OSM eingelagert" sind (Hofmann 1960a: 2), dann liegt die OSM-Basis etwas tiefer, wie sich auch aus Folgendem

ergibt[6]). Nach der Hauptsandschüttung erfolgte wieder vorherrschend limnische Sedimentation, wie die Oberen Pflanzenmergel und ihre Fossilien bezeugen. Den Schluß des Profils bilden limnofluviatile mergelige Sande und Sande.

7. Pflanzen bei Günzburg

a) Aus den Unteren Mergel- und Sandschichten hat WETZLER (1857: 38) erstmals 11 Taxa (det. HEER) aus dem ,,untern grauen Sandstein" bekanntgemacht. Dieser Sandstein war beim Eisenbahnbau aufgeschlossen (: 33) und GÜMBEL (1887: 291; siehe 1. und 3. Profil unten) und RÜHL (: 412) nicht mehr zugänglich. HEER verweist (1859: 286) bei seinem Fossilregister der Günzburger Gegend auf WETZLER's Veröffentlichung und ,,theils auf ausführliche briefliche Mittheilungen". Er nennt aus diesem tieferen Pflanzenlager u. a. 6 *Cinnamomum*-Arten, dazu wie GÜMBEL und RÜHL (opp. WETZLER) nur hieraus *Nelumbium Buchii* (s. 4. Profil Nr. 6; 5. Profil Nr. (8)). GÜMBEL zählt aus seinem ,,Hauptpflanzenlager" (4. Profil Nr. 4) 15 Taxa auf, darunter 4 Arten von *Cinnamomum* und HEER's *Gardenia Wetzleri* (nach GREGOR 1982: 23 = *Spirematospermum wetzleri*). Die Pflanzentypen entsprechen GÜMBEL zufolge etwa der Sumpfflora von ,,Virginien"/USA[7]). Diese Schicht dürfte jener RÜHL's (5. Profil Nr. (10)) und GÜMBEL's Nr. 6 der ,,Nelumbienschicht" RÜHL's (5. Profil Nr. (8)) entsprechen. RÜHL hat sich durch Aufsammlung und Bestimmung von Fossilien der Günzburger Gegend[8]) und auch dadurch ausgezeichnet, daß er die Bestände WETZLER's und deren geheimgehaltene Fundstellen (s. RÜHL: 405) in seine Veröffentlichung aufgenommen hat. Sie ist eine wertvolle Dokumentation, zumal ein Teil von WETZLER's Sammlung in München durch Kriegseinwirkung 1944 vernichtet wurde. RÜHL's Profile um Günzburg sind laut GREGOR (: 22) heute nicht mehr zugänglich bzw. nicht mehr aufzufinden. Einzelne kleine Sammlungen von Handstücken RÜHL's hat GREGOR in Museen vorgefunden. Er selbst hat drei Profile in der Günzburger Gegend aufgenommen (: 247, 250–251 W 7/8, W 12). RÜHL behandelt (: 412–414) aus der Grauen Molasse 21 Taxa. GREGOR nennt daraus (: 23) eine Art, *Spirematospermum wetzleri*[9]) und (: 24, 263–264) aus der ,,Nelumbienschicht" weitere 5 Arten, die er aus einem Handstück RÜHL's vom Leibiberg ausgeschlämmt hat. Die kleinregional verwendete Bezeichnung ,,Nelumbienschicht" (vgl. GREGOR: 14 Nr. 21) lehnt er (: 194–195) als regionalstratigraphischen Begriff ab. GREGOR gibt (: 250 W 5) RÜHL's Profil vom Leibiberg (unser 5. Profil Nrn. (1)–(14)) wieder. RÜHL's Schicht Nr. (10), die ich mit GÜMBEL's ,,Hauptpflanzenlager" (4. Profil Nr. 4) korreliere, hat GREGOR in seinem Profil W 5 (beim Wort ,,blau") nicht markiert.

---

[6]) Die tiefere Schichtfolge bei Günzburg ähnelt jener im Hegau (s. SCHREINER 1970: 73). Dort folgen über den Kirchberger Schichten die meist 20–30 m mächtigen Haldenhofmergel. Ihr tieferer Teil enthält wie jener der Unteren Mergel- und Sandschichten noch Hydrobien, außerdem *Cepaea reneveri* (s. ERB 1931: 29, 31), ist also brackisches Oberhelvet. Zur OSM gehören die hoheren Haldenhofmergel und darüber die Glimmersandschüttung. Deren untere Abteilung, die Steinbalmensande, führt kalkig-verfestigte lagen- und linsenförmige Konkretionen (,,Balmen"; vgl. die Zapfensande).

[7]) Ein ,,Virginisches Klima" nimmt auch HANTKE (1954: 103) für die Oehninger Flora an. Seine ,,wahrscheinlichen Klimawerte" gibt GREGOR (: 191) wieder; die mittlere Jahrestemperatur liegt bei 16° C (nicht bei 24° nach SCHREINER 1976: 20). DEHM verweist (1960: 37–38) auf einen Klimawechsel in der OSM-Serien-Folge.

[8]) Über ein Drittel der RÜHL'schen Sammlung, nämlich seine früheren Pflanzenfunde von Reisensburg hat PROBST bestimmt (RÜHL: 444).

[9]) Zu den falsch bestimmten Taxa zahlt GREGOR auch jene, deren Gattungsnamen nicht mehr zutreffen, hier z. B. *Gardenia wetzleri*.

b) Aus den Zapfensanden beschreibt Rühl (: 431–433) 7 Arten, darunter 2 von *Cinnamomum*. Gregor gibt (: 23) 2 sichere Arten, darunter *Gleditsia* (früher „*Podogonium*") *knorrii* und 2 fragliche oder falsch bestimmte an. Von den 6 Taxa aus den „Dinotheriensanden" von Ettlishofen (10 km SW Günzburg) kennt Rühl (: 433–434) 2 auch von Reisensburg.

c) Aus den Oberen Pflanzenmergeln nennt Wetzler (: 38) ohne Fundpunktangabe 24 Arten (det. Heer), die Rühl (: 437) dem Schneckenberg bei Reisensburg zuschreibt. Davon teilen Heer (: 286) und Rühl (: 414) *Nelumbium Buchii* und *Carpolithes Wetzleri* (= Heer's *Gardenia Wetzleri* nach frdl. Auskunft von Herrn Prof. Dr. Jung, nun *Spirematospermum wetzleri*) dem unteren Pflanzenlager (Wetzler's unterem grauen Sandstein) zu. Dessen *Podocarpium Knorri* aus dem Oberen Pflanzenmergel heißt bei Heer (: 286) und Rühl (: 441) *Podogonium Knorrii*. Gümbel hält (1889: 38) die Pflanzen der Oberen Pflanzenmergel von Reisensburg (1. Profil Nr. 3) für ähnlich wie jene des Hauptpflanzenlagers von Leibi (4. Profil Nr. 4). Namentlich führt er aus den Oberen Pflanzenmergeln nur *Podogonium Knorri* an (1. Profil Nr. 3; 3. Profil f). Rühl zählt (: 437–441) 77 Taxa von Reisensburg auf. Davon registriert Gregor (: 23–24) 10 sichere und 15 fragliche oder falsch bestimmte Arten. 9 Arten legt er seiner Aussage über eine „Bevorzugte Trocken-Fazies" „bis 80%" zugrunde (: 142, 263–264, 267). *Gleditsia knorrii* ist eine Leitform für seinen pflanzensoziologischen „knorrii-Verband", „Zone (OSM-3b)" (: 166, 165, 189, 193). *Gleditsia* stirbt „im mittleren (?) Pliozän" in Europa aus (Hantke 1980a: 1031).

8. Pflanzen von Heggbach

Den Florenbestand gibt Probst (1868: 174–175; 1879: 267–269) mit 53 Taxa (det. Heer) an, darunter *Podogonium Knorrii*[10]). Dazu kommen aus Probst's nachfolgenden Aufsammlungen und eigenen Bestimmungen 39 Taxa. Er spricht (1888: 71) von „mehr als 100 Arten", beschreibt 1883 ca. 90 und 1884 ca. 20, also rund 110 Taxa aus Heggbach und beziffert (1884: 84) die Flora der OSM Oberschwabens auf „46 Fam., 78 Gen., 130 Arten". Von „Heggbach" nennen Engel (1896: 404–405) 93 und (1908: 561 563) 135 Taxa, Kranz (1904: 546–549) deren 43, davon 3 fragliche und Gregor (1982: 26) in seiner „Florenliste (nach Probst, 1883, 1888 und eigener Nachprüfung der Coll. Stu[ttgart] und Bi[berach])" 11 gültige und 10 fragliche oder falsch bestimmte Taxa. Seiner Aussage über eine „bevorzugte Trocken-Fazies" „bis 80%" liegt eine „Gesamtartenzahl" von 9 zugrunde (: 142, 263–264, 267).

9. Verwandtschaft und Korrelation der Floren von Günzburg, Heggbach, Oehningen und Le Locle und deren Einstufungen

1. Verwandtschaft und Korrelation

a) Günzburg und Heggbach. – Laut Gümbel (1889: 38) ist sein „Hauptpflanzenlager" bei Gunzburg (4. Profil Nr. 4) floristisch „ähnlich wie jenes von Heggbach" beschaffen (8./9. Profil Nr. 6[5]). Probst bemerkt (1873: 135–136; 1879: 274) Unterschiede zwischen der Flora von Heggbach und jener Wetzler's vom „Schneckenberg bei Günzburg (den obersten Schichten daselbst)", also den Oberen Pflanzenmergeln, in welchen vor allem *Cinnamomum*

[10]) Probst nennt diese Art (1868: 175 Nr. 36) von Heggbach, 1873 (: 135) vom Hochgeland und 1879 (: 269 Nr. 46) nur von dort, Gregor (: 26) sie von Heggbach und (: 34) Oehningen, Heer sie (: 210) auch von Le Locle. Le Locle liegt im Schweizer Kanton Neuenburg, 170 km WSW Stein a. Rhein.

fehlt[11]). Ruhl findet diese Gattung noch in seinen Zapfensanden (: 413, 431, 444), doch nicht mehr in den „Dinotheriensanden" (: 433–434). Aber ihm „scheint die Flora von Reisensburg eben zu den Dinotheriensanden zu gehören, wenigstens zu deren Abschluß" (: 435). Einen „Ersatz für die bei uns mangelhafte Flora der Zapfensande" sieht Ruhl in der Flora von Heggbach, die „an der Grenzlinie zwischen der gelben und grauen Molasse" läge (: 432, 443; so auch Gregor's Zitate: 13, 26 bezüglich der Lage). Probst's Pflanzenschicht liegt aber zufolge seiner und Wetzler's Gleichstellung der Zapfensande von Heggbach und Günzburg unter den Zapfensanden und somit in Ruhl's Grauer Molasse bzw. in Gumbel's Unteren Mergel- und Sandschichten.

Ruhl (: 416, 444) schließt aus dem Ausbleiben von *Cinnamomum*, der Nelumbien, Gardenien usf. in den Oberen Pflanzenmergeln auf eine Klimaveränderung von einem wärmeren zu einem gemäßigteren Klima. Probst (1873: 131–132, 134–136) hatte aber im „Hochgeländ" (6 km SE bis 10 km S Biberach), im „Schichtencomplex vom Zapfensand aufwarts" und zwar bis 114,5 m höher als dieser häufig *Cinnamomum* (neben *Podogonium Knorrii* etc.) gefunden. Hauptfundorte waren der Josefstobel bei Heinrichsburg und Scharben. Das Gebiet liegt innerhalb der mittleren OSM-Serie Dehm's. Probst schreibt zur Flora (1873: 135–136; 1879: 274): „Dieses Vorherrschen der *Cinnamomum*-Blätter steht in einem gewissen Contrast mit dem Fehlen desselben bei Günzburg." „Ob nun zufällig in der Nähe von Reisensburg bei Günzburg damals diese Bäume gefehlt haben – oder ob diesem Fehler eine tieferliegende Bedeutung zuzuschreiben sein möchte, wollen wir nicht entscheiden." Ruhl (: 444), der die Schrift Probst's von 1873 zitiert, hat die Vorkommen von *Cinnamomum* im „Hochgeländ" nicht in Betracht gezogen. Gregor erwähnt (: 212) Probst (1873) nicht.

b) Günzburg-Heggbach und Oehningen-Le Locle. – Nach Heer (1859: 286–287) führen „weißgraue sandige Mergel" [unsere Oberen Pflanzenmergel] um Günzburg (Leibiberg, Reisensburg, Landstrost) eine Flora, „die mit derjenigen Oeningens sehr große Übereinstimmung" zeigt und daher „unzweifelhaft in diese Stufe" gehört. „Unter dieser Oeningerbildung treten Lager von Sand und Mergeln auf, welche sehr wahrscheinlich in der mittelmiocenen Zeit gebildet wurden, da sie einige Pflanzen einschließen, welche sonst nirgends in der obern Molasse gefunden wurden." Bezüglich der Flora von Heggbach zitiert Probst (1868: 177) Heer's briefliche Mitteilung, daß sie diejenige unserer OSM ist und mit der von Oehningen übereinstimmt. Doch schreibt er (1888: 70), daß Heer sie schon nach der ersten Sendung als „ähnlich jener von Oeningen" bezeichnet hatte. Probst verweist (1868: 176) auf einige Verschiedenheiten, worin sich Heggbach naher an Bilin anschließt. Wegen einer nicht zu verkennenden Abweichung von Oehningen „trotz aller Uebereinstimmung im Grossen und Ganzen" und wegen der tieferen Lage in der OSM könnte Heggbach „wohl richtiger und genauer mit Locle als mit Oeningen parallelisiert werden" (1879: 273–274). Denn Heggbach und Locle lägen knapp über Meeresbildungen, wogegen die Steingruben von Oehningen „in unbekannter, aber jedenfalls beträchtlicher Höhe über dem Marin sich befinden." Ruhl meint (: 432), daß die Flora der Günzburger Zapfensande (mit ihren 7 Arten) und die von ihm damit korrelierte Flora von Heggbach „den Charakter zwischen Locle und Öningen" trägt. Da aber „Dinotheriensande" sowohl Oehningen wie die Günzburger Zapfensande überlagern, scheint ihm die „Annahme nicht unbegründet" zu sein, „daß hauptsächlich die äquivalente Flora für unsere Zapfensande in Öningen gegeben sei. Mögen neue Forschungsresultate die Frage vollständig aufklären!" Die Oberen Pflanzenmergel von Reisensburg erscheinen ihm hingegen „entschieden jünger ... als Öningen" (: 444, 414). Er denkt sich (: 445) „über Heggbach ... Öningen gestellt ... und darüber Reisensburg" [Obere Pflanzenmergel]. Kranz (s. 7. Profil) und Gregor (: 166,

[11]) Statt *Cinnamomum* schreibt Jung (1968) *Cinnamomophyllum* und verweist (: 46) auf den nun gültigen Gattungsnamen *Daphnogene*.

171) haben Ruhl's Auffassung übernommen. Gregor bedauert (: 24), daß Ruhl's Hinweis auf den jüngeren Charakter der Flora der Oberen Pflanzenmergel gegenüber jener von Oehningen „leider bisher völlig negiert" wurde und ignoriert dabei Heer's oben zitierte Gleichstellung der beiden Floren.

Abschließend kann man sagen, daß keine einheitliche Meinung über die Verwandtschaft und Korrelation der Floren von Günzburg, Heggbach, Oehningen und Le Locle besteht.

2. Bisherige Einstufungen

a) Günzburg. – Heer hat (Abschnitt 1b) nur unsere Oberen Pflanzenmergel als „Oeningerbildung", ihr Liegendes aber als alter eingestuft. Nach Dehm (1955: 85, 87; Molassekarte) liegt die Günzburger Gegend in seiner älteren Serie, also im Torton. „Jung stellt (1968, S. 52) alle Reisensburg-Ablagerungen in die ältere Serie Dehm's, ohne die Horizonte im einzelnen aufzugliedern" (Gregor: 24). Doch hat Jung (1980: 163–165) die Graue Molasse bei Günzburg und „Reisensburg ... tiefer Teil" in die Sauger (= Mammiferes Neogenes-)Einheit MN 5, dagegen „Reisensburg, höherer Teil" in MN 6 gestellt. Nach Gregor (: 24) entspricht die Graue Molasse der älteren Serie Dehm's, ist „also etwa Torton und evt. noch Oberhelvet" bzw. (: 274) ist sie „oberes Helvet (Karpat)". Die ihr zugehörige Nelumbienschicht (s. 4. Profil Nr. 6; 5. Profil Nr. (8)) stellt Gregor (: 274) in das „Torton (Bad.)" und zwar in die eseri-Pflanzengesellschaft (das ist laut seiner S. 164 MN 6) bzw. (: 164, 194) in die eseri-Fazies. Von der Gelben Molasse gehören nach Gregor (: 24) die Zapfen- und Pfohsande in die „mittlere Serie Dehm's (Ober-Torton bis Mittel-Sarmat)". Dabei wirft er Fundpunkte aus Dehm's älterer (Günzburg) und mittlerer Serie (Statzling, Reischenau) zusammen. Die „Dinotheriensande" gehören nach ihm zum „oberen Teil der mittleren Serie Dehm's", sind also „unter- bis mittelsarmatisch" und die „wohl sehr junge(n)" Oberen Pflanzenmergel „ohne *Cinnamomum*-Blätter" „sicher zum obersten Teil der mittleren Serie ... (bzw. in den Übergang mittlere Serie – jüngere Serie Dehm's), also Mittel-Sarmat". Zu den Oberen Pflanzenmergeln vermerkt Gregor (: 274): „MN 6 (unterlagernd)", „Pflanzengesellschaft (Rang) ... knorrii-brachysepala", „Biozone 3b". Andererseits führt er (: 166) die Oberen Pflanzenmergel nicht beim knorrii-, sondern beim heissigii-Verband an, der (: 164) in „MN (5?), (6–)7" gehaut ist. Eine Häufung des knorrii-Verbandes vermerkt Gregor (: 164) in den MN-Einheiten 6–7(8).

b) Heggbach. – Nach Heer (Abschn. 1b) ist die Flora aus Probst's „Pflanzenschicht" gleich oder ähnlich jener von Oehningen. Als tiefste Schicht des Günzburger Profils bezeichnet er (: 286) ein ca. 30 Fuß (ca. 10 m) mächtiges Lager mit *Lebias* und *Rana* (s. l. Profil Nr. 7.(8.)–9.(10)), das also seine ältere Flora enthält. „In einer Schicht, welche dieser entspricht, fand Pfarrer Probst bei der Heggbacher Mühle *Anthracotherium magnum* ..." etc. Da Probst's Knauerschicht aber 2,69 m über seiner Pflanzenschicht liegt, stimmt Heer's Korrelierung von Günzburg-Heggbach nach Pflanzen und Säugern nicht überein. – Gregor zitiert (: 26) die Meinung von Probst (1883 statt „1879": 172), daß die Heggbacher Pflanzenmergel „zu den untersten Lagen der OSM gehören." Ruhl's Einschätzung (: 432) der Heggbacher Flora „zwischen Locle und Öningen" legt Gregor (: 26) so aus, daß sie „nach diesem Autor also ins Torton zu stellen" ist. Entgegen Probst und dieser Auslegung stuft Gregor (: 274) die Heggbacher Flora in die „mittlere Serie" Dehm's (1955: 85, 87) ein. Säuger aus der Knauerschicht (s. Kap. 11) gehören nach Gregor's Wiedergabe (: 25–26) vermutlich zu MN 6. Er vergleicht sie mit jenen der „älteren Serie (oberer Teil) von Sandelzhausen". Gregor hält also die Heggbacher Pflanzenschicht für Unter- bis Mittelsarmat, die überlagernde Säugerschicht für Obertorton. Jung stellt (1980: 163–165) die Blattflora von Heggbach in MN 7.

c) Oehningen. – Jung zählt (1980: 161–163) 15 (evt. 16) Lokalitäten in Süddeutschland auf, deren Floren „die beruhmte ‚Oehninger Flora'" repräsentieren. Davon reiht er 3 Fundstellen in MN 7(6), 8 in MN 7 und 4 (evt. 5) in MN (8)7 ein, in MN (8)7 auch die Oehninger Flora von der Schrotzburg. Mayr (1980: 166–167) führt dazu als Referenzlokalität für MN 7 nach Kleinsäugern Steinheim am Albuch an (7,5 km WNW Heidenheim/Brenz, Baden-Württ.) und ordnet ihr einige äquivalente ‚Oehninger' Blattfloren zu. Nach Gregor (: 34) ist Oehningen „nicht eindeutig einer bestimmten Serie zugeordnet (wohl aber äquivalent der mittleren Serie Dehm's)." Er zitiert Aussagen einiger Autoren, die es gestatten, „die Ablagerungen von Oehningen ins Sarmat oder an die Grenze Torton-Sarmat zu stellen [so Gregor's Einstufung: 274] ... bzw. sogar ins Obertorton."

„Oehningen (Blattschicht)" ist eine der beiden Typlokalitäten für Gregor's Bio-(Floren-)Zone OSM 3b (: 166)[12]. Nach seiner Erklärung (: 15) ist „Oehninger Stufe" eine „Altersbezeichnung fossilreicher Schichten der Oehninger Gegend und im Hinblick auf die typische Fauna und Flora eine spezielle Zeitmarke in den Ablagerungen der OSM (vgl. Buzek 1971, S. 29)." Doch lehnt er (: 193–194) „Oehninger Schichten" als regional-stratigraphischen Begriff ab. Es sei ein „altgebräuchlicher Ausdruck für den knorrii-Verband (brachysepala-Assoziation), aber ohne weitere ökologisch-stratigraphische Bedeutung." Diese Assoziation ist weit gefaßt, da sie sich auf MN 6 und MN 7 erstreckt (s. Gregor: 164, 274; unsere Tab. 2).

d) Über die Einstufung von Le Locle siehe Abschnitt 3, b.

3. Stratigraphische Stellung von Oehnigen und Le Locle

a) Oehningen

Orts- und Hohenlage der klassischen Oehninger Steinbrüche: Die beiden ehemaligen Stbr. liegen 3,1 km ENE der Ortsmitte von Oehningen und 5,2 km ENE Stein a. Rh. Den völlig überrutschten unteren Bruch ortet Rutte (1956: 186) im Tobel gleich S Ziegelhof. Die topographische Karte 1: 25000 Nr. 8319 Öhningen zeigt 100 m S Ziegelhof einen kleinen Rain am

---

[12]) „Die Zonen OSM-1–4 deuten die Zugehörigkeit zur Oberen Süßwassermolasse (incl. Brackwassermolasse) an" (Gregor: 165). Andererseits bezeichnet er (: 169) OSM-1 und OSM-2 als „Brackwasser-Molasse", wobei OSM-1 auch die „Grimmelfinger Schichten und Äquivalente" einschließt (: 170). – Die Grimmelfinger und brackischen Kirchberger Schichten [Oberhelvet] als Obere Süßwassermolasse [Torton etc.] zu bezeichnen, ist verwirrend. Die Fundstelle Langenau 1 (s. Heizmann 1980; Gregor: 31) ist die Typlokalität für Gregor's OSM-1 (: 166). Sie gehört nicht „höchstwahrscheinlich zu den Grimmelfinger Graupensanden" (Gregor: 33, 274), sondern ausweislich der mitgeführten brackischen Mollusken (s. Heizmann: 4) zu den Kirchberger Schichten. Daß diese die „Brackische Schichtfolge über der Oberen Meeresmolasse" sind, wie Gregor (: 14 Nr. 17) schreibt, gilt nur für die Erweiterte Graupensandrinne im SW. In der Eigentlichen Graupensandrinne, also auch im Ulm-Günzburger Gebiet, überlagern Kirchberger Schichten die fluviatilen Grimmelfinger Schichten (so auch Gregor: 13 Nr. 11), unter denen die OMM völlig ausgeräumt ist (s. Moos 1925; Kiderlen 1931; Haus 1951, die auch Gregor zitiert). – Gregor's Angabe (: 11): „Für das ‚Kirchberger Becken' ist der Übergang Brackwasser-Süßwasser-Molasse beim Auftauchen von *Hydrobia semiconvexa* Sandb. gegeben (vgl. Krantz 1904, aber auch Schlickum 1971)", entspricht nicht deren Aussagen. Denn Kranz stellt (: 555, 557, 561) seine Hydrobien-Schichten noch zu den „brackischen Kirchberger Schichten" und Schlickum grenzt (1974: 524) die Kirchberger Schichten über den Bithynien-Schichten ab. *Hydrobia semiconvexa* geht im Kranz'schen Illerprofil von den Congerien-Schichten (: 530 Nr. 18) bis in die Bithynien-Schichten (: 489 Nr. 6). Schlickum erwähnt die Art (1966: 323) nur aus dem „Congerienhorizont" vom Jungholz bei Leipheim und ersetzt sie sonst durch *Nematurella*. In seiner von Gregor ohne Seitennennung zitierten Veröffentlichung von 1971 spricht nichts für Gregor's Angabe. – Gregor übernimmt (: 29) die Nomenklatur der Kirchberger Mollusken und Fische von Kranz (1904) und läßt die Revisionen von Schlickum (1963) bzw. Weiler (1955) außer Betracht.

östlichen Tobelrand auf 530 m ü. NN. Nach SEEMANN (1929: 73) reichen die „dünnplattigen Öhninger Kalke ... von 525 bis 535 m". Seine davon abweichenden Angaben (in Abb. 3) von 500–530 m für den unteren und 580–600 m für den oberen Bruch vereinbaren sich nicht mit den Aufschlußhöhen von rund 10 m (s. unten). Außerdem liegt die Oberkante des oberen Bruches laut Karte bei P 585,8. Dieser 100 m lange Bruch liegt 175 m N des Steinbruchhofes (= Obersalen), 750 m N des unteren Bruchs und auf rund 575–585 m Höhe. Oehninger Kalke finden sich nach der Profilen von STAUBER (1937: 335 Abb. 16, 322 Abb. 2), RUTTE (: Beil. 2 u. 3) und SCHREINER (1970: Abb. 21) maßstabsgemäß zwischen 500 und 600 m, doch sind die Höhenlagen der Steinbrüche daraus nicht genau zu ermitteln. HANTKE nennt (1980b: 369) als Höhen der Fundstätten um 530, 560 und 590 m. Die Hohen der Oehninger Mergel in der Bohlinger Schlucht (an der Schrotzburg, N Seite des Schiener Berges), woraus er Pflanzen bearbeitet hat, gibt er (1954: 104) mit 535 und 585 m an. Weiteres siehe SCHREINER (1970: 206f).

Die Schichtfolgen der Oehninger Brüche haben nach SEEMANN (: 76) ca. 60 m, nach STAUBER (1937: 330, 335) ca. 40 und nach HOFMANN (1960a: 472) ca. 50 m Höhenabstand. Laut SEEMANN und RUTTE (1956: 190, 250–252, 265) sind sie trotz mancher Anklänge (RUTTE: 190) in verschiedenen Horizonten entstanden. Dagegen erklärt STAUBER (1937: 330, 336) die beiden Schichtfolgen für gleichalt. Der untere Bruch wurde bloß tektonisch abgesenkt, was HOFMANN (1960a: 472) entgegen den Argumenten von RUTTE bestätigt. – RUTTE stellt (: 204) ältere Profile des oberen Bruches und seine eigene Aufnahme (Beil. 4) zusammen. Daraus ergeben sich 9–10 m Aufschlußhöhe und 7–8 m Mächtigkeit für die klassischen fossilführenden Schichten unter pleistozäner Überdeckung. Ein Profil des unteren Bruches (RUTTE: 184–187) war nur lückenhaft zu erstellen. Daß hier bei entsprechenden Schichten ähnliche Daten zu erwarten sind, bestätigt SEEMANN's Mächtigkeitsangabe von 10 m (525–535 m).

Einstufung von Oehningen

α) Profilmäßig liegen die Oehninger Kalke nach dem Maßstab von SCHREINER's Abb. 21 (1970) 240–260 m über dem als fraglich gezeichneten, abgestaffelten Verlauf der Kirchberger Schichten. Aus seiner Beil. 4 ergeben sich je 380 m über deren extrapoliertem Verlauf. Die Oehninger Fundstätten liegen über der ehemaligen Erweiterten Graupensandrinne, worauf die Skizzen von HAUS (1951: 49 Abb. 8) und SCHREINER (1970: 72 Abb. 11; opp. Schichtlagerungskarte) sowie die Molassekarte und FEE's Karte (1967) schließen lassen. Das wird bewiesen durch die Lagerung von Kirchberger Schichten über (Rest-) OMM (s. SCHREINER's Gliederung 1970: 203). In der Erweiterten Graupensandrinne folgt die OMM unter 1–15 m, im Mittel unter 8 m mächtigen Kirchberger Schichten. RUTTE leitet (1956: 172) eine Hohenlage der OMM ungefähr 100 m unter dem Spiegel des Untersees (395 m), also auf rund 300 m ü. NN. ab, was etwa 280 m OSM bis zum oberen Steinbruch ergibt. Nach SCHREINER (1976: 20) folgen die „Öhninger Schichten" „290 m über der Basis der OSM". In HOFMANN's Säulenprofil vom Untersee (1976: 10 Abb. 8) liegen zwischen der Sohle der „Oehningerstufe" und der OMM ca. 500 m OSM (Glimmersande und damit verzahnte Mergel). Wenn man unter den Oehninger Schichten (575–585 m) 300 m und darüber 30 m Torton (von 585 bis ca. 615 oder 620 m; s. unten) annimmt, dann liegt die Flora auf etwa 10/11 der Torton-Mächtigkeit.

β) Aufgrund der sedimentpetrographischen A-Grenze in der südbayerischen Vorlandmolasse leitet SCHREINER (1970: 204, 74) ab, daß „Die in 620 m Höhe liegende Grobsandstufe ... ungefähr der Grenze Torton/Sarmat" entspricht. HOFMANN hatte die A-Grenze bei Oehningen maßstabsgemäß ca. 30 m über den „Oehninger Schichten s. str." ermittelt (1960a: 463 Abb. 2, 471; 1956: 26; 1960b: 11–13, 15). Nach FUCHTBAUER (1954b: 342 Abb. 1; Molassekarte) streicht die A-Grenze bei Immenstaad am Bodensee aus.

Beziehungen zwischen der DEHM'schen Torton/Sarmat- und der A-Grenze: LEMCKE & a. (1953: 52, 72–73, 76) und FUCHTBAUER (1954b: 337, 346) betrachten die A-Grenze

(: 67 Abb. 13 bzw. 342 Abb. 1) mit ± 10 m Schwankung als Zeitmarke und nehmen sie in der Gegend der Dehm'schen Torton/Sarmat-Grenze an. Auf der Molassekarte verläuft die A-Grenze aber südlicher, also profilhöher als diese untere Dehm'sche Grenze. Letztere ist allerdings bei Sandelzhausen (55 km NNE München) und Heggbach (125 km W München) nach S zu verschieben. Wie auf der Molassekarte liegt auch bei Büchi (1959: Tab. 1) die A-Grenze höher als die untere Dehm'sche Grenze. – Abele & a. gliedern (1955: 50f.) die OSM „Auf Grund der petrographischen Ausbildung und der Fossilführung ... in eine untere, mittlere und obere Serie". Bezüglich der Faunen verweisen sie auf Fundpunkte in den drei Dehm'schen Serien. Die Grenze untere/mittlere Serie liegt bei ihnen im oberen Torton, bei Dehm (1955: 87) zwischen Torton und Sarmat. Ihre „mittlere Serie" umfaßt oberes Torton z. T. und unteres Sarmat, jene Dehm's unteres und mittleres Sarmat. Die „obere Serie", oberes Sarmat und unteres Pont (unterstes Pliozän) stimmt bei Abele & a. und Dehm annähernd überein. Abele & a. haben die Grenze mittlere/obere Serie durch Geländeaufnahmen festgelegt und hierfür „die Oberkante der gröbsten Schüttung ... gewählt". Ihre Grenze „entspricht im wesentlichen der ... ‚A-Grenze'" Lemcke's & a. Vulkanische Einlagerungen konstatieren sie (: 52) „an der Oberkante der mittleren Serie" und damit im Sarmat. Laut Beschoren (1955: 60–61) liegen die Tuffe und Bentonite, auch bei Mainburg, „an der Basis der Hangendserie" und damit in seinem Obersarmat. Gregor (in Fahlbusch & Gall 1970: 372–374) legt die Fundstelle Sandelzhausen in die Sandmergeldecke. Sie befindet sich zwischen dem Nördlichen Vollschotter („wohl ... Mittlere Serie" Dehm's) und der Hangendserie („Jüngere Serie"). Im Hangenden der Sandmergeldecke tritt Bentonit auf. – Gall widerspricht (1972: 21–22) Gregor's Einstufung, die mit jener Abele's & a. sowie Beschoren's im wesentlichen übereinstimmt, u. a. mit dem Hinweis auf das obertortonische Alter des Riesereignisses und der Bentonite nach absoluter Zeit. Herold hatte schon (1970: 6–7, 119) aus dem absoluten Alter von Bentoniten und aus einer tortonischen, früher „sarmatischen" Molluskenfaune bei Maßendorf/Ndb. abgeleitet, daß „Die mittlere Dehm'sche Serie ... größtenteils ins Torton zu stellen" ist. Demnach würde die untere Dehm'sche Grenze also ein älteres von einem jüngeren Torton trennen und die A-Grenze der Torton/Sarmat-Grenze näher stehen.

γ) Zum absoluten Alter von Bentoniten bei Oehningen und in Südbayern: Nach Hofmann (1976: 10 Abb. 8) liegt das ‚BB Basisbentonitniveau Bischofszell' maßstabsgemäß ca. 25 m über der „Oehningerstufe" und zwar in der „Konglomeratstufe", die Schreiner (1970: 74) „Grobsandstufe" nennt. „Das Basisbetonitniveau im Hegau (Heilsberg, Riedheim) ist als gleichaltrig mit jenem von Bischofszell zu betrachten" (freundl. briefl. Mitt. von Herrn Dr. Hofmann)[13]). Sein absolutes Alter beträgt laut Lippolt & a. (1963: 529; s. Schreiner 1970: 96–98) 14,6 ± 0,7 Mio. Jahren. Eine Zeit von 13,9 bis 15,3 Mio. Jahren reicht nach Steininger & Rögl (1979: 1165) und Papp (1981: Tab.) vom höheren bis zum mittleren Baden; (das Baden beginnt mit 16,5 bzw. 16 Mio. Jahren). Die den Basisbentonit unterlagernden Oehninger Schichten liegen also im herkömmlichen Torton und zwar (Abschnitte α, ε) in dessen höherem Teil.

Den Zeitvergleich mit Südbayern ermöglichen die absoluten Datierungen von Storzer & Gentner (1970: 97). Sie beziffern das Alter des Riesereignisses auf 14,6 ± 0,6 Mio. Jahre, die Entstehung der Moldavite auf 14,7 ± 0,6 Mio. Jahre und jene der südbayerischen Bentonitgläser auf 14,5 ± 0,8 Mio. Jahre. Für die Bentonite um Mainburg geben sie 14,6 ± 0,8 Mio. Jahre an, was dem Alter des ‚BB Basisbentonitniveaus Bischofszell' von Oehningen (14,6 ± 0,7) fast gleicht. Von den Betoniten um Mainburg liegt jener von Großgundertshausen nur etwa 4 km SE der Kiesgrube Sandelzhausen und mit 485 m ü. NN. rund 40 m über deren Basis (443,5 m)

[13]) Herrn Dr. F. Hofmann bin ich für wiederholte Auskünfte und einhergehende Literatursendungen über die Geologie des Hegaus und der Nordostschweiz zu besonderem Dank verpflichtet.

(Fahlbusch & a. 1974: 127). Über diesen 40 m folgt ein x m mächtiges Schichtpaket bis zur A-Grenze als der postulierten Torton/Sarmat-Grenze. Nach Scheuenpflug (1980: 140) liegt die A-Grenze an fünf Orten um Augsburg etwa 35–40, minimal 5–8 m (im Mittel 20 m) über den Bentoniten. Die Sandelzhausener Landschnecken weisen auf etwa mittleres Torton hin (Gall 1972: 3, 19–21). Da Säuger der älteren Serie wie *Heteroprox larteti* dort vorkommen, *Dinotherium* aber fehlt, ist die Lagerstatte wahrscheinlich der älteren Serie Dehm's, „am wahrscheinlichsten dem tieferen Badenien zuzuordnen" (Schmidt-Kittler 1972: 83, 93). Nach Fahlbusch & a. (1974: 127) „kann (nur) das Mindestalter der Sandelzhausener Fauna mit etwa 15 Millionen Jahren angegeben werden." Das entspricht nach den besagten Zeitskalen etwa dem mittleren Baden bzw. dem mittleren Torton. Die Faunen von Oehningen und Sandelzhausen fallen zwar in die Säugereinheit MN 6 (s. Abschnitt δ; Fahlbusch 1979: 342–343; Mayr 1980: 167–168), wobei Mayr (1979: 342–343) Sandelzhausen für älter als die MN 6-Fauna von Sansan hält. Doch dürfte Oehningen wegen seiner Lage wenig unter der Torton/Sarmat-Grenze jünger als Sandelzhausen und wahrscheinlich höheres Torton sein.

δ) Bürgisser berichtet (1981: 158) über Kleinsäuger der MN-Einheit 6 von Zürich-Schwamendingen, die nach Maßstab ca. 150 m über dem ‚Appenzellergranit-Niveau' liegen. Hofmann zeichnet (1976: 10 Abb. 8) eine Spur des ‚Appenzellergranits' in seinem Säulenprofil vom Untersee, die etwa 138 m unter der ca. 40 m mächtigen „Oehningerstufe" liegt. Das Äquivalent von Schwamendingen fällt also in die „Oehningerstufe" und in das Torton. Dazu paßt das Fehlen von *Dinotherium bavaricum*.

ε) In älteren Aussagen über tortonische Mollusken von Oehningen fehlt laut Seemann (: 75) „die genauere Angabe des Fundpunktes und Horizontes" und zudem sind die Stücke teils schlecht erhalten. Rütti's Liste (: 164) enthält meist Arten des Tortons, die außerhalb der Oehninger Kalke gefunden wurden. Seemann's (: 75–76) Fundpunkt einer gut bestimmbaren Landschnecke des Sarmats, *Cepaea sylvestrina geniculata* (Sandb.) „am Hohen Olber bei 615 m" (625 m NE des Steinbruchhofs) liegt hohenmäßig jedenfalls nicht „in demselben Horizont wie der obere Steinbruch". Außerdem verläuft die Torton/Sarmat-Grenze nach Schreiner in diesem Bereich, um 620 m.

b) Le Locle

Über die Erforschungsgeschichte berichtet zuletzt Kubler (1962: 7f.). Die Flora des Süßwasserkalkes, auf die sich Probst und Ruhl beziehen, gehört nach Heer (1859: 210, Taf. 156 Fig. 8) „dem gleichen geologischen Horizont wie Oeningen" an. Favre (1911: 416–417) sieht die größte Analogie dadurch bezeugt, daß die Floren von Le Locle (mit nach Heer 140 Arten) und Oehningen 83 Arten, darunter *Podogonium Knorrii* gemeinsam haben. Die tertiäre Schichtfolge über Jura Kreide umfaßt helvetische Meeresmolasse, darüber 10–15 m mächtige brackische [?] oder limnische Helicidenmergel („Marne rouge") des Oberhelvets und oben die Süßwassersedimente des „Oeningien" bzw. „Oehningien" (s. Favre 1911: 403–404, 416f.; Baumberger 1934: 64–65; Favre & a. 1937; Kubler 1962). Favre hat (1937: 18f.) Mollusken-Bestimmungen von Sandberger, Maillard und Locard sowie Wenz (Foss. Catal.) revidiert. Er gliedert (1937: 19–21, 38; opp. 1934: 357–358) die Sußwassersedimente unter Berücksichtigung der Säuger Stehlin's (1937: 9f.) profilaufwärts in die Komplexe Ia (20 m; ungefähre Mächtigkeiten nach Jaccard) und Ib (40 + 12 m) des Tortons und in II (20 m) des Sarmats. Stehlin betrachtet (1937: 12, 15, 9 Abb. 3) die stratigraphisch hochgelegenen Säugerfundpunkte von Le Locle und La Chaux-de-Fonds als präpontisches Vindobonien supérieur, das man wie La Grive – St. Alban mit Favre (1937) als Sarmatien bezeichnen könnte. Depéret hatte laut Favre (1911: 416) die Säugerfaunen u. a. mit jenen von Oehningen und Steinheim am Albuch (MN 7 nach Fahlbusch 1976: 164) verglichen. Die 12 m mächtige florenliefernde Schicht in Favre's Ib

(„couches à feuilles") liegt im oberen Sechstel der Torton-Mächtigkeit, in KÜBLER's „Oehningien supérieur" (1962: 28) und damit wahrscheinlich, ebenso wie Oehningen, in MN 6[14]).

4. Diskussion

a) Floren

Nachdem GREGOR (: 274) die Floren von Heggbach, Oehningen und der Günzburger Oberen Pflanzenmergel in die knorrii-brachysepala-Assoziation stellt, ist die stratigraphische Aufeinanderfolge dieser Vorkommen, wie er sie mit RUHL annimmt, paläobotanisch nicht belegt. Auch können hier aus der An- oder Abwesenheit von *Cinnamomum* keine Schlüsse auf Alter und Klima gezogen werden. Denn *Cinnamomum* ist in den Unteren Mergel- und Sandschichten wie in Heggbach verbreitet, fehlt in den Oberen Pflanzenmergeln und tritt in den stratigraphisch höheren Schichten des Hochgeländs wieder dominierend auf. In Le Locle ist die Art selten (GREGOR: 22 nach HEER), in Oehningen vorhanden (GREGOR: 34).

Zu JUNG's „*Cinnamomum-Podogonium*-Flora" (1968: 52, 54), die die Gesamtheit der Günzburger Pflanzen betrifft, meint GREGOR (: 193): Sie „gehört eigentlich nicht in die ältere Serie DEHM's, sondern in die mittlere (oberer Teil der älteren!)". Diese in sich schon widersprüchliche Aussage steht im Gegensatz zu GREGOR's Einstufung der Günzburger Floren vom „oberen Helvet" bis zum „Übergang mittlere-jüngere Serie".

Die von GÜMBEL angenommene Florenähnlichkeit zwischen den Oberen Pflanzenmergeln (1. Profil Nr. 3) und seinem „Hauptpflanzenlager" in den Unteren Mergel- und Sandschichten (4. Profil Nr. 4) vereinbart sich nicht mit HEER's Florenbeurteilung, zumal HEER und RUHL bezeichnende Arten aus WETZLER's „oberen Mergeln" in seinen „untern grauen Sandstein" versetzt haben. Allerdings tritt *Castanopsis* („*Quercus*") *furcinervis*, nach JUNG (1968: 51) „geradezu die Charakterpflanze der oligozänen Molasse-Flora in Südbayern (DOTZLER...)", sowohl in der Grauen Molasse wie in den Oberen Pflanzenmergeln auf (s. RUHL: 413, 437). Nach freundl. Auskunft von Herrn Prof. Dr. JUNG fehlt die Art in Oehningen und an der Schrotzburg, was man als Altersverschiedenheit gegenüber Günzburg deuten kann, sofern HEER's Bestimmung von „*furcinervis*" zutrifft. Während HEER die Flora der Oberen Pflanzenmergel jener von Oehningen gleichstellt, halten RUHL und GREGOR sie für jünger, JUNG sie für älter („MN 6") als Oehningen („MN (8)/7").

Die „Oehninger Floren" sind stratigraphisch nicht eng begrenzt und daher für genaue Korrelierungen und Einstufungen nicht geeignet. Das zeigen JUNG's Repräsentanten der „berühmten ‚Oehninger Flora'" durch ihre Verteilung auf MN 7/(6), MN 7 und MN (8)/7, also auf etwa höheres Torton und auf Sarmat. Die vertikale Erstreckung auf ± MN 7 (Steinheim etc.) wird erweitert durch die Einstufung der Oehninger Fundstätten in höheres Torton der Einheit MN 6, wohin wohl auch die Flora von Le Locle gehört; weiterhin durch die Einstufung von HEER's „Oehninger Flora" der Oberen Pflanzenmergel von Günzburg in MN 6 durch JUNG und schließlich durch die wahrscheinliche Zugehörigkeit der „Oehninger Flora" HEER's von Heggbach zum hoheren MN 5. Übrigens zitiert SANDBERGER (1874: 567) aus HEER (: 234), „dass durch die fortgesetzten Untersuchungen sich die Unterschiede zwischen der Oeninger und unserer Mollasseflora mehr und mehr verwischt haben".

---

[14]) *Hydrobia sulculata* (SANDBERGER 1874: 567, 576), die in Le Locle nur in Komplex II vorkommt (FAVRE 1937: 36), setzt ein schwach salziges Milieu voraus. HANTKE erwähnt (1980b: 370) von Le Locle nach GREGOR *Ruppia*, die „gerne leicht brackische Uferbereiche bevorzugt". GREGOR nennt (: 164) eine Ruppia-Fazies im heissigii-Verband, MN 7 (6–8). – Ein Bentonit 1 m bzw. 3,10 m über dem Dach der „Marne rouge" (FAVRE 1911: 420 Abb. 17 bzw. 1937: 6 Abb. 2) entspricht tonmineralogisch demjenigen von Bischofszell (HOFMANN 1958). Dagegen liegt das ‚BB Bentonitniveau Bischofszell' bei Oehningen über der ‚Oehningerstufe'.

b) Einstufung von Günzburg.

Da eine Einstufung der Schichten der Günzburger Gegend in MN-Einheiten bisher nicht vorliegt und die Floren unterschiedlich zugeteilt werden, kann eine Stratifizierung vorerst nur durch Profil- und Mächtigkeitsvergleiche versucht werden. Unsicherheiten bringt freilich die synsedimentäre Absenkung mit sich, die bei Günzburg und vielleicht noch stärker gegen die Beckenmitte zu stattgefunden hat. Die Dimensionen scheinen aber doch stratigraphische Hinweise zu liefern. Die 9,5–16 m mächtigen Unteren Mergel- und Sandschichten, die zuunterst noch brackische Einschläge aufweisen, liegen über den durchschnittlich 20–25 m mächtigen Kirchberger Schichten. Diese sind bei Langenau 1 als MN 4b ausgewiesen. Die Unteren Mergel- und Sandschichten können zufolge ihrer tiefen Lage und geringen Mächtigkeit sowie des erstmaligen Auftretens von *Cepaea silvana* (1. Profil Nr. (6)7) als tiefes Torton, tiefes MN 5 wie Langenmoosen betrachtet werden (s.: 173, 180). Die überlagernden höheren Günzburger Schichten gehören einem gekappten OSM-Profil an, wie ihre Lage weit nördlich der Dehm'schen Torton Sarmat- und noch weiter nördlich der A-Grenze bezeugt. Eine in Richtung auf die Donau zunehmende Abtragung der OSM haben schon Lemcke & a. (1923: 76–77) unter Bezug auf die A-Grenze ermittelt. Die Mächtigkeit der höheren Günzburger Schichten beträgt 29 oder höchstens 37 m (3. bzw. 1. Profil), jene des gesamten Tortons über den Hydrobien-Schichten höchstens 40–50 m (1., 3.–5. Profil). Bei Langenmoosen beziffern Abelé & a. (1955: 50) ihre untere, tortonische Serie auf 100–120 m. In der Bohrung Freising CF 1002 nahe Sandelzhausen ist die Süßbrackwassermolasse (SBM) über „Oncophora"- (nach Schlickum Kirchberger) Schichten 33,9 m mächtig (Erl. Molassekarte: 92). Sie kann etwa den Unteren Mergel- und Sandschichten gleichgestellt werden[15]). Darüber folgen ab 393,4 m ü. NN. Torton („OSM"), das über den Ansatzpunkt der Bohrung hinauf bis zur Fundstelle Sandelzhausen (443,5 m u. NN.) 50,1 m mächtig ist. Es liegen hier also 84 m verbliebenes Torton vor, wozu in der Nachbarschaft bis zum nächsten Bentonit (höheres Torton) weitere 41,5 m und darüber hinaus ein Schichtpaket bis zur Torton Sarmat-Grenze kommen. Nachdem die Torton Mächtigkeit bei Günzburg nur $^1/_2$ bis $^1/_3$ jener des tiefen Tortons bei Langenmoosen und weniger als $^1/_3$ des Tortons bei Sandelzhausen beträgt, dürfte das Hangende der Unteren Mergel- und Sandschichten von Günzburg nicht höher als höheres MN 5 bis tieferes MN 6 einzustufen sein.

Zu Gregor's Einstufung: Während Dehm die gesamte OSM von Günzburg in seine ältere Serie, Torton gestellt und (1951: 146; 1955: 85) die hierfür bezeichnende Art *Heteroprox larteti* von Reisensburg genannt hatte, stuft Gregor Teile des Günzburger Profils in die mittlere Serie ein. Diese ist bei Dehm „unter- und mittelsarmatisch", bei Gregor aber teils Ober-Torton bis Mittel-Sarmat. Da er Fundpunkte aus Dehm's älterer und mittlerer Serie in seiner „mittleren Serie" vereinigt und diese ohne paläontologische Belege detailliert einstuft, ist seine Stratigraphie nicht haltbar.

[15] Von dieser SBM lagen molluskenführende Bohrkerne von 135,6 bis 145,6 m Teufe vor. Bei deren Bearbeitung fand ich im Kern 143,7–144,7 m ein Bruchstück von *Rzehakia („Oncophora") partschi* (umgelagert?), eine *Hydrobia semiconvexa*, einen *Ancylus* und zahlreiche *Bithynia glabra*. Hierfür ist Sedimentation in oder unter Meereshöhe wie bei den Hydrobien-Schichten um Günzburg anzunehmen. – Die profilhöchsten Hydrobien, also nachweislich brackische Einschläge, fanden sich in m u. NN.: Freising CF 1001 = 270,6–271,1; CF 1002 = 273,3–274,3; CF 1003 = 269,5–269,6; CF 1004 = 252,0–252,4 (Bruchstücke). Da die Hydrobienbank bei Günzburg auf etwa 436,7 m liegt, wurden die brackischen Sedimente im Freisinger Gebiet gegenüber dem Beckenrand rund 160 (180) m weniger hoch über den ehemaligen Meeresspiegel herausgehoben und die OSM allgemein weniger abgetragen, später aber wieder der synsedimentären Absenkung unterworfen. Die große Heraushebung und Abtragung im süddeutschen Molassebecken erfolgte im Pliozän.

c) Korrelierung von Heggbach

Für die Einstufung in wahrscheinliches höheres MN 5 spricht FAHLBUSCH's Befund über *Megacricetodon germanicus* (: 173). Dadurch sind aber unterschiedliche Korrelierungen des tieferen und höheren Profilteils von Günzburg mit der Pflanzen- und Säugerschicht von Heggbach, die z. T. in sich widersprüchlich sind, noch nicht zu beheben. – Beim Absatz der vorwiegend limnischen Sedimente von Heggbach muß die Albsteinschwelle bereits untergetaucht sein. Die Lage der Sedimente über der Albsteinfläche und ihre Mächtigkeit von nur 10 m lassen sie, auch im Vergleich mit den in b) genannten Torton-Stärken, als tiefes Torton erscheinen. Die Proportionen zeigt auch Tafel 2, Profil 23 der Molassekarte. Für PROBST's Gleichstellung der Zapfensande von Heggbach und Günzburg würde sprechen, daß beide als erste größere Sandschüttungen über tiefen limnischen Sedimenten erscheinen. Nun sind aber im süddeutschen Molassebecken Zapfensande (opp. RÜHL's Meinung) nicht gleichaltrig. Heggbach könnte also von der großen E-W-Sandschüttung des frühen Tortons (Kap. 6) später als Günzburg erreicht oder auch von einer jüngeren Übersandung betroffen worden sein. Dafür spricht HEER's Aussage, daß die Flora unter den Günzburger Zapfensanden älter als jene darüber und die von Heggbach ist. Eine MN-Bestimmung der Günzburger Zapfensande s. l. ließe Hinweise auf das Alter der dortigen Floren und auf die Beziehungen zu Heggbach erhoffen.

PROBST's Korrelierung von Heggbach und Le Locle trifft vielleicht floristisch, aber nicht stratigraphisch zu, da die pflanzenführende Schicht in Le Locle gleich unter dem Sarmat liegt.

10. Wirbeltiere bei Günzburg

WETZLER (1857: 37–38) zählt aus der Umgebung von Günzburg an Taxa 20 Säuger, 5 Reptilien, 1 Frosch, 2 Fische und 1 Vogel auf. Schicht- und Fundpunktangaben fehlen, doch hat RÜHL sie geliefert. Die Bestimmungen erfolgten durch H. v. MEYER.

Untere Mergel- und Sandschichten: GÜMBEL erwähnt von Reisensburg (1887: 291; 1. Profil Nr. (8) 7 Säugerarten, dazu Krokodil- und Schildkrötenreste. Sie sind auch in seiner Liste von 1889 (: 39; 1. Profil Nr. 7) enthalten, wo weitere Säuger, *Andrias* sp., Vogelreste und Fischwirbel hinzukommen. Von den 16 Säugertaxa dieser Liste von Reisensburg sind 14 artlich bestimmt. Davon sind 11 auch bei WETZLER, 11 (teils als Synonyme) in RÜHL's Grauer Molasse (: 405 f.; 5. Profil) und 13 (außer *Chalicomys Eseri* also alle) in RÜHL's Zapfen- und Phohsanden von Reisensburg (: 424 f.; 5. Profil) vertreten. – RÜHL erfaßt in seinen Fossillisten die Bestände seiner und der WETZLER'schen Sammlung. Er hat (: 405) beobachtet, daß „Alle Knochenteile der grauen Günzburgermolasse ... tief schokoladebraun, oft ganz schwarz" wie jene aus den Kirchberger Schichten sind. Alle Knochenteile wie Geweihreste der „oberen Zapfensande" „mit Ausnahme der Zähne aus den Zapfensanden" sind immer heller oder tiefer zimtbraun, ein Hinweis, der bei Neuaufsammlungen nützlich sein könnte. RÜHL's Wirbeltiere der Grauen Molasse (: 405–407) umfassen an Taxa 11 Säuger, 5 Reptilien (darunter See-, Fluß- und Sumpfschildkröte), 1 Frosch und 3 Fische. Mit Ausnahme von *Rana danubina* kommen alle auch in seinen Zapfensanden von Reisensburg (5. Profil Nr. 4) vor[16]). – KRANZ führt aus seinen *Bythinia*-Schichten (: 535; unser 7. Profil Nrn. 10.–5.) 7 ausgewählte Säuger- und 2 Reptil-Arten an, die RÜHL schon aus der Grauen Molasse, teils unter Angabe von Synonymien

[16]) Der Frosch *Rana danubina* H. v. MEYER (N. Jb. Miner. etc. 1858: 203; Palaeontographica 7, 1860: 142–144) heißt bei HEER (1859: 286) *R. danubiana;* bei GÜMBEL (1887: 291; 1889: 39 bzw. 1894: 379) *R. danuvica* bzw. *diluviana;* bei ZITTEL (Handbuch Paläozool., III, 1887–1890: 428) *R. danubiensis* und bei RÜHL (1896: 407) *R. danubica.*

(: 405–406, 427) nennt. 13 primär limnische Mollusken, die schwach brackische *Hydrobia semiconvexa* („namentlich unten") und *Cepae silvana* („namentlich oben") sprechen für Einschwemmungen dieser Landschnecke und der Säugetiere in ruhiges bis mäßig bewegtes Wasser um Meereshöhe.

Zapfensande s. l.: Rühl weist (: 424–429) aus der Knochenbreccie, den Zapfen- und Phohsanden 20 Säuger- und 5 Reptilarten, *Andrias* sp. und Vogelreste nach. Weitere 8 Säugerarten seiner Liste stammen aus Stätzling (7,5 km ENE Augsburg) und der Reischenau (mit u. a. Breitenbronn, 23 km WSW Augsburg), die in Dehm's mittlerer Serie liegen (s. Molassekarte). *Mastodon angustidens* „var. *suevicus* Roger", das Rühl (: 415, 424) zufolge „die Form der späteren gelben Molasse" sein und vorzüglich in den Zapfen- und Phohsanden vorkommen soll, hat Roger (1898: 14) samt *M. a. vaceki* eingezogen und als *M. angustidens* erklärt. Das nahe der Reisensburg gefundene *Mastodon*-Skelett und Begleiter (Wellnhofer 1969) stammen nach der Aufschlußbeschreibung aus den tieferen Zapfensanden s. l., evtl. aus feinerkörnigen Äquivalenten der Knochenbreccie (teils Violettfärbung!). – Kranz nennt (: 534; 7. Profil) aus der Knochenbreccie, diesem „Conglomerat" in seinen *Sylvana*-Schichten 5 Säugerarten Rühl's „nebst unzähligen Land- und Süßwasserschnecken mit Pflanzenresten". Der N Schloß Reisensburg 0,25 m mächtige „Thon voll zahllosen Schalenresten" führt u. a. *Cepaea silvana*, die auch in einem 0,12 m mächtigen „Thon" E der Grieshalde zwischen Leipheim und Günzburg vorkommt. „An beiden Stellen [sind] Bodenart und Erhaltungszustand der Fossilien fast genau wie in der ‚obersten Sylvana-Schicht' von Kirchberg." – Aus den „Dinotheriensanden" der Günzburger Gegend erwähnt Rühl *Mastodon* nicht. Vermutlich soll *M. angustidens* daraus von Egg a. d. Günz (19 km S Günzburg) und sicher daraus von Reichertshofen (12 km fast S Ingolstadt) stammen (: 433). Beide Fundpunkte liegen in der älteren Serie Dehm's. Von *Dinotherium bavaricum* lokalisiert Rühl, abweichend von seinem sonstigen Verfahren, keinen Fund in der „gelben Günzburgermolasse". Er spricht (: 420–421, 432) nur allgemein vom Vorkommen im „bayerisch-schwäbischen Dinotheriensand". Die von ihm genannten Fundorte Breitenbronn, Friedberg und Dasing (um Augsburg) liegen in der mittleren Serie Dehm's. Zum Studium von *Dinotherium bavaricum* müsse man ins Museum nach Augsburg gehen (: 432). Wie bei den Zapfensanden faßt Rühl auch hier verschiedenalte Vorkommen zusammen. So nennt er (: 420–421) Zapfen- und/oder Dinotheriensande nicht nur aus der Günzburger Gegend (ältere Serie Dehm's), sondern auch von Kellmünz (33 km von Ulm illeraufwärts; mittlere Serie) und von Grönenbach (12,5 km S Memmingen; jüngere Serie). Gümbel, Kranz (: 551) und Dehm (Molassekarte) vermerken *Dinotherium bavaricum* nicht aus der Günzburger Gegend. Dagegen siedelt Gregor (: 24) die Art in den dortigen „Dinotheriensanden" an. Zufolge der irrtümlichen Korrelierung Rühl's mag er zu seiner, von Dehm abweichenden Einstufung der Günzburger Molasse gekommen sein.

Die Oberen Pflanzenmergel haben 2 Fischgattungen bei Reisensburg bzw. Landstrost geliefert (Rühl: 435–436; s. 6. Profil Nr. 6), wozu der Rest eines „Reptils" (Lurchs?), möglicherweise von *Andrias* kommt. Aus den Oberen Sanden sind keine tierischen Fossilien bekanntgeworden.

11. Wirbeltiere von Heggbach

Probst's Wirbeltierfunde hat H. v. Meyer bestimmt. Probst bringt nach einer vorläufigen Bestandsaufnahme (1866: 53) und einem Hinweis (1868: 176) dann 1879 (: 259–262) eine vollständige Liste. Sie umfaßt neben Wirbeltieren von Biberach, Ravensburg und dem Hochgeländ

14 Arten von Säugetieren aus der Heggbacher Knauerschicht (8./9. Profil Nr. 2[1])[17]). Davon kommen 6 Taxa (+ 1 Synonym) auch in Rühl's Grauer Günzburger Molasse (: 405–406) und 10 Taxa (+ 2 Synonyme) in dessen Zapfen- und Phohsanden vor (: 424–428; 5. Profil Nr. 4), das sind anteilsmäßig $^{6}/_{11}$ bzw. $^{10}/_{20}$ von Rühl's Beständen. Schlosser weist (1904: 487–488) bei seiner Durchsicht der Probst'schen Sammlung 12[11] Säugerarten nach, die er bis auf 3 anders als Probst (H. v. Meyer) benannt oder bestimmt hat. Von Heggbach erscheint ihm als „Der interessanteste Fund" ein einwurzeliger Zahn, den er trotzdem „unbedenklich für den P_2 von *Dinotherium bavaricum* ansprechen möchte". Probst lag (1879: 260) „ein einziger, keineswegs starker Zahn [vor], der die Unterbringung bei *D. bavaricum* zweckdienlich erscheinen lässt". Er stammt aber von Riedhausen (13,5 km SW Saulgau). Dort zeichnet Dehm (Molassekarte) *Dinotherium bavaricum* in seiner mittleren Serie nahe deren NW-Rand auch ein, während das bei Heggbach markierte Vorkommen auf einer Fundortsverwechslung Schlosser's beruhen und daher entfallen dürfte. Der einzige Zahn von *Anthracotherium magnum* wurde von H. v. Meyer mit Zweifel angegeben, jedoch von Rütimeyer bekräftigt (Probst 1879: 260), wogegen er nach Schlosser (1904: 488) „auf keinen Fall von *Anthracotherium* herrührt". – Von den sonstigen Wirbeltieren von Heggbach stammen *Macrochelys mira* aus Schicht Nr. 8[7], 6 weitere Reptilienarten aus Schicht 5[4]. Aus letzterer kommen auch 2 Fischarten und einige Vogelreste, indes die wenigen Insektenreste aus der Pflanzenschicht Nr. 6[5] herrühren.

Gregor nennt in seiner Faunenliste von Heggbach (1982: 25) 10 Säuger- und 3 Reptilienarten. Von den von ihm ausgewählten Stücken aus der Probst'schen Sammlung haben Fahlbusch eine Art von *Megacricetodon*, Heissig Rhinocerotiden und van Schaik Amphicyoniden revidiert. Andere Faunenelemente, so *Anthracotherium magnum*, hat Gregor anscheinend aus Probst (1879: 260) übernommen, wobei er von diesem und von Schlosser nomenklatorisch teils abweicht. Herr Prof. Dr. Fahlbusch hat ein rechtes Unterkieferfragment mit M 1+2 und Schneidezähnen von *Megacricetodon* (Museum Biberach BC Nr. 1595) überprüft und dazu freundlicherweise mitgeteilt: „Das Stück entspricht nach der Morphologie der Zähne ganz der Gruppe des *Megacricetodon bavaricus – germanicus*. Es ist größer als *M. bavaricus* (außerhalb der Variationsbreite der Langenmoosener Zähne) und entspricht am ehesten den Funden von Roßhaupten-Schönenberg. (*M. bavaricus* wurde früher als *Megacricetodon gregarius* aff. *bavaricus* bezeichnet.). Das Stück muß als *Megacricetodon germanicus* Aguilar bestimmt werden. Nach den Untersuchungen von Wu Wenyu (1982) entwickelt sich die Art aus *M. bavaricus* in der höheren MN 5-Einheit, bleibt aber bis MN 8 (Anwil) in Mitteleuropa unverändert bestehen." Über die stratigraphische Reihenfolge der Fundpunkte teilte Herr Prof. Fahlbusch mit: Langenmoosen ist MN 5; Roßhaupten ist etwas jünger, am ehesten noch MN 5; Schönenberg und Jettingen sind höheres MN 5 bis tieferes MN 6; Sandelzhausen ist MN 6. Die Rhinocerotiden stellt Heissig laut Gregor (: 26) „in MN 6 und zieht einen Vergleich mit der älteren Serie (oberer Teil) von Sandelzhausen... Der basale Teil der MN 7-Zone ist allerdings kaum auszuschließen. Festzustellen bleibt, daß die Funde von Heggbach keine Ähnlichkeit mit denen aus Steinheim (MN 7) aufweisen." Herrn Dr. Heissig verdanke ich folgenden Kommentar: „Gegenüber den Befunden an Kleinsäugern ist die stratigraphische Aussagekraft von Rhinocerotiden erheblich geringer, da das Auftreten der Arten, die als Durchläufer von MN 5 bis MN 7 gelten können, im Molassebecken vorwiegend von ökologischen Faktoren abhängt. Somit können auch Einzelfunde von Formen, die normalerweise in MN 5 oder dem tieferen Teil von MN 6 fehlen, diese Stufen nicht ausschließen."

---

[17]) Statt „*Dorcatherium vindobonessa* Meyer" bei Probst und „*D. vindobonensis*" bei Zittel (Handb. Paläozool. IV, 1891–1893: 388) lies *D. vindobonense* Meyer (vgl. N. Jb. Miner. etc. 1858: 61).

Diskussion: Wenn man mit P[illegible] die Zapfensande von Heggbach und Gunzburg parallelisiert, entspricht die Heggbacher Knauerschicht etwa der Gunzburger Breccienschicht (s. Tab. 1). Die Knauerschicht liegt nur 2,69 m über der dortigen Pflanzenschicht und 9,29 m über dem Alblstein. Die Breccienschicht überlagert die Hydrobien-Schichten um jeweils ca. 16,50 m (2. Profil), 9,55 m (4. Profil), 12,33 m (5. Profil) und 14 m (6. Profil). Auch wenn eine synsedimentare tortonische Absenkung gegen die Beckenmitte zu erfolgte, die Profile von Gunzburg und Heggbach also kondensierte Stärken aufweisen, halte ich die beiden Saugerlager für tieferes Torton. Da nach Mein, bezogen auf P[illegible] s.: 176, k MN 5 an der Grenze Karpat/Baden endet, lagen sie also zufolge Fahlbusch's obiger Reihenfolge noch in MN 5, Karpat bzw., auf Schönenberg bezogen, im höheren MN 5 bis tieferen MN 6.

12. Zur Korrelierung des Neogens der süddeutschen Vorlandmolasse, der zentralen Paratethys und der mediterranen Tethys

(Tabelle 2, S. 175)

1. Stellungnahme des Verfassers

Obwohl die europäische Neogen-Stratigraphie in den zwei letzten Jahrzehnten gewaltige Fortschritte gemacht hat, dürfte sie ihren endgültigen Stand noch nicht erreicht haben. Darauf lassen die in kurzer Folge sich ändernden Gliederungsschemata schließen. Von diesen Gliederungen wird auch die süddeutsche Vorlandmolasse als Teil der zentralen Paratethys betroffen. G[illegible] hatte (1972: 19) der herkömmlichen Stratigraphie der süddeutschen Neogen-Sedimente den Vorzug gegeben, weil sie bessere Korrelationsmöglichkeiten liefert als die noch nicht vorbehaltslos übertragbare Gliederung der zentralen Paratethys. SCHEUENPFLUG benützt (1982: 131) „die herkömmliche Zeiteinteilung und Nomenklatur für das Neogen ... um die Verbindung zu dem zahlreichen vorausgegangenen Schrifttum zu halten." Auch G[illegible] stellt (1982: 169) fest, „daß die Schichten der bayerischen Molasse ... nicht klar mit den Ablagerungen der Paratethys parallelisiert werden können." „Eine vorläufige Korrelation der neuen Biozonen mit den Stufen der Paratethys hat Modellcharakter und wird vermutlich in Zukunft mehrfach zu revidieren sein." Derlei Auffassungen gelten meines Erachtens für die nichtmarinen Ablagerungen auch weiterhin. Es ist derzeit unmöglich, bei Bezügen auf die ältere Literatur deren Stufennahmen durch solche aus der Paratethys zu ersetzen. Wie in neuen Veröffentlichungen wird daher die in Tab. 2, Spalten a und b genannte Gliederung beibehalten.

2. Bemerkungen zu Tabelle 2

Zu Spalten a, b: Als tiefstes Neogen betrachte ich das Aquitan (obere Eger-, Chatt bis Lattorf der Vorlandmolasse wurden in den Bohrungen Isen 1 und 2 und Taufkirchen 1 angetroffen (s. Erl. Molassekarte: 94, 99, dortige Tafel 2 Profil Nr. 28).

Zu Spalte b: Als UBrM (Untere Brackwassermolasse) gelten die Cyrenen-Schichten. Zwischen UMM (Unterer Meeresmolasse) und USM (Unterer Süßwassermolasse) ist verbrackte UMM zu erwarten. Weitere Kürzel: OMM (Obere Meeresmolasse), OBrM (Obere Brackwassermolasse), SBM (Süßbrackwassermolasse), OSM (Obere Süßwassermolasse).

Zu Spalte c: Einige in [ ] stehende radiometrische Daten wurden aus P[illegible] (1981) zugesetzt. S[illegible] & R[illegible] & M[illegible] (1976: Tab. 1) den Beginn des Chatt auf 28,5, jenen des Rupel auf 34 und jenen des Lattorf auf 37,5 Millionen Jahre.

Tabelle 2

Gliederungsschemata des Neogens der suddeutschen Vorlandmolasse, der zentralen Paratethys und der mediterranen Tethys

Auszug aus CICHA & FAHLBUSCH & FEJFAR (1972: 132 - 133) Zusätze des Verf. in Spalten a und b: [ ] und Pfeile					Auszug aus STEININGER & ROGL (1979: 1165 Tab.) Zusätze des Verf. in Spalten f - h und j: [ ]					nach FAHLBUSCH (1981: Tab. 1)
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Vorland - Molasse		Zentrale	Paratethys	+ Mill Jahre	Mill years	Epochs	Mediterranean Stages	Central Paratethys Stages	Formerly used [Central Paratethys] Stages	Säugetier-Units ("MN")
bisherige Stratigraphie	Lithostratigraph. Einheit	ältere Stratigraphie	regionale Stufen							
		Levant - Ast	Roman		2	PLIOC Late	[Piacentian]	Romanian	Levantin	
		Dak	Dak		5	PLIOC Early	[Zanclean]	Dacian	Daz	
Pont		Pont	Pont		6.3		Messinian	Pontian	Pont	
		Pannon	Pannon	10 - 11	10	Late	Tortonian	Pannonian	Pannon	Pannon s. l.
Sarmat	OSM	Sarmat	Sarmat	13.5	12				Sarmat	Sarmat s. l.
				15	[13.3]		Serravallian	Sarmatian	s. str.	
Torton		Torton	Baden	19	15.4	Middle		Badenian	Torton	Vindobon 2
			Karpat	22.5	16.5		Langhian	Karpatian		
Helvet	[OBrM / SBM]	Helvet	Ottnang	24.5	[17.5]			Ottnangian	Helvet	Vindobon 1
	OMM				[19]	Early	Burdigalian			Mediterran-Stufe
Burdigal		Burdigal	Eggenburg	26.5	20			Eggenburgian	Burdigal	
Aquitan	USM / UBrM / UMM	Aquitan	Egerer		22					
Chatt		Chatt		31	24		Aquitanian	Egerian	Aquitan	
[Rupel]					[24.5]	[Oligoc.]		↓	Chatt	
[Lattdorf]	[UMM]									

Zu Spalte h: Piacentian und Zanclean, die STEININGER & RÖGL (1979: Tab.) nicht anführen, und die Korrelierung (s. Spalte i) mit dem Romanian und Dacian stammen aus PAPP (1981). STEININGER & RÖGL & MARTINI korrelieren (1976: Tab.) in der Spalte „Formerly used stages of the Paratethys" das höhere Pont und das Daz mit dem Zanclean. Piacentian, Romanian und Levantin erscheinen in deren Tab. nicht.

Zu Spalte j: Als Vindobonien hat DEPÉRET laut BAUMBERGER (1934: 65, Tab.) das Helvetien und Tortonien „mit Ausschluß des Sarmatien" zusammengefaßt. STEHLIN unterteilt es (1914: 189–190) in „Unteres Vindobonien (obere Stufe der marinen Molasse)" und „Oberes Vindobonien (Obere Süßwassermolasse mit Süßwasserkalken und Kohlenflözen)". „Die Süßwasserbildungen repräsentieren das Tortonien und vermutlich auch das Sarmatien" (BAUMBERGER: 65). Nach STEHLIN (1934: 70) ist „Sarmatien ... in der Schweiz nicht deutlich charakterisiert", doch läßt er (1937: 12) ein Sarmatien zu. Nach DEPÉRETS Korrelationen (s. FAVRE 1911: 416) u. a. mit Steinheim am Albuch (MN 7) und nach STEHLIN's Saugervorkommen (1914: 190) von Schwamendingen und Oehningen (MN 6) sowie Anwil (MN 8) umfaßt das Obervindobon also MN 6–8 (+ MN 5?) und somit Torton + Sarmat. HEER's „Oeningien" besteht nach BAUMBERGER (1934: 65, Tab.) aus der „Gesamtheit dieser obermiocaenen Süßwasserbildungen ... in der Schweiz", der Oberen Süßwassermolasse mit Tortonien und Sarmatien.

Zu Spalte k: Nach MEIN (1981: 84) sind MN 1 und vielleicht ein großer Teil oder das ganze MN 2a „anté-Néogène". Mn 3a scheint ihm gut der marinen Zone N 5 Eggenburgien (N-Gliederung nach planktonischen Foraminiferen) zu entsprechen. PAPP (1981: Tab.) korreliert MN 3a [z. T.?] und MN 4a [z. T.?] mit dem Ottnang, indes dieses nach FAHLBUSCH (unsere Tab. 2, k) etwa MN 4 entspricht. Weiterhin ist nach MEIN (1981: 85) u. a. die Basis von MN 5 der Grenze von N 8 – N 9, also der Grenze Karpat–Baden korrelat. Der Sagerfundpunkt Neudorf-Sandberg liegt in Höhe des Daches von MN 5.

3. Zu FAHLBUSCH's Empfehlung und zur Biozonation nach Säugetieren

FAHLBUSCH empfiehlt in einer inzwischen erschienenen Publikation (1981: 121) „den international weitgehend einheitlichen Gebrauch der Begriffe Miozän und Pliozän, ihrer Abgrenzung und der neu definierten Stufennamen auch im kontinentalen Neogen Deutschlands zu übernehmen" bzw. (: 127) für das süddeutsche Neogen so weit als möglich zu versuchen, „die Stufengliederung der Paratethys zu übernehmen, was freilich eine Reihe paläontologischer und stratigraphischer Neubearbeitungen erfordert"[18]. Diesem Bestreben ist zuzustimmen, doch scheint mir die Zeit für eine Übernahme, die sich natürlich auf die gesamte Stratigraphie erstrekken müßte, noch nicht gekommen. FAHLBUSCH verweist (1981: 123; 1976: 162) auf die „sehr großen Unsicherheiten" einer Übertragung absoluter Datierungen auf das süddeutsche Neogen wie auch „einer [] Korrelierung kontinentaler Faunen und Floren untereinander sowie mit den marinen Stufen" mittels dieser Datierungen; (vgl. dazu unsere Tab. 2, Spalten e und f). Entsprechend äußert sich MEIN (1981: 85).

MEIN publizierte (1975: Tab.) eine Biozonation nach Säugetieren mit (: 79) den „zones de mammifères" MN 1–17 (MN = „Mammifères Néogènes"; s. 1981: 83). Die Tab. zeigt die Bezugslokalitäten, die charakteristischen Formen der Evolutionslinien und deren Begleiter sowie das Ersterscheinen von Sauger-Gattungen. Auf einem Symposium wurden laut FAHLBUSCH (1976: Tab. 1) diese „Neogene Mammal Units" mit ihren Referenzlokalitäten zu

[18]) Abweichungen in FAHLBUSCH's Gliederungs-Tabelle (1981: 124–125), Kolumnen 1 und 4 von unserer Tab. 2, Kolumnen h und i beruhen nach freundl. Mitteilung des Autors darauf, daß er seiner Tab. irrtümlich jene von RÖGL & STEININGER & MÜLLER (1978) zugrundegelegt hat.

„Mammal Ages (resp. Stages)" und ‚Superstages' zusammengefaßt. FAHLBUSCH spricht auch (1981: Tab. 1) von „Säugetier-‚Units'" und „Säugetier-‚Stufen'" bzw. (: 123, 126) von „MN-Einheiten" und „-Abschnitten". FAHLBUSCH (1981; s. unsere Tab. 2, k) und PAPP (1981) nehmen in ihre stratigraphischen Tabellen diese MN-Einheiten und -Abschnitte, letzterer auch Bezugslokalitäten auf. Die Säuger-Einheiten und -Abschnitte wurden deshalb aufgestellt, weil es (s. FAHLBUSCH 1976: 162) beim gegenwartigen Stand der Kenntnisse nicht moglich ist, auf die kontinentalen Gebiete chronostratigraphische Namen zu ubertragen, die für marine Sedimente definiert wurden oder im Gebrauch sind. Die Grenzen zwischen zwei Saugereinheiten sind nicht exakt definiert und daher für individuelle Interpretation offen (FAHLBUSCH 1976: 166). Sie sind auch in den Tab. von FAHLBUSCH (s. unsere Tab. 2, Spalte k) und PAPP (1981) nur in einer Minderzahl hinreichend festgelegt und auf die allgemeinen Stufengrenzen zu beziehen. Auf dem Symposium wurde laut FAHLBUSCH (1976: 162) die Notwendigkeit anerkannt, so bald wie moglich die Namen der chrono-(ortho-)stratigraphischen Einheiten des marinen Tertiärs auf das kontinentale zu übertragen.

MN-Einheiten erstrecken sich über teils unsicher begrenzte und längere absolute Zeitspannen. Das marine Burdigal der süddeutschen Molasse ist zufolge seiner Faunenverwandtschaft ein Äquivalent des Eggenburg, das MEIN (1981) als MN 3 bezeichnet, unser marines Helvet ein Äquivalent des Ottnang, MN 4. Das „Burdigalien" von La Romieu (s. HEIZMANN & a. 1980: 5 Abb. 2) stufen CICHA & a. (1972: 136) und FAHLBUSCH (1976: 164) als Ottnang und damit MN 4, HEIZMANN & a. (: 9) als MN 4b ein. Eine Unterteilung von MN 4 in 4a und 4b ist im süddeutschen Molassebecken noch nicht erfolgt. Fur MN 4 sind etwa 1,5 bzw. 2 Millionen Jahre anzusetzen (s. Tab. 2, f). In diese Zeit fallt die Sedimentation der helvetischen OMM, die Bildung des Albsteins und der Graupensandrinne und deren fluviatile und brackische Fullung. Dazu kommt der Absatz der tiefsten OSM, wozu die MN 4b-Fauna von Forsthart/Ndb. (s.: 179) gehört. Dieser litho- und biotaziell erfaßte Ablauf ist mittels Saugerfaunen noch nicht zu gliedern. Man weiß nicht, wo im Molassebecken die Grenzen zwischen den einschlagigen MN-Einheiten liegen. Selbst die MN-Zuteilung mancher Saugerlager ist noch unsicher, wie sich gezeigt hat. Im marinen Bereich konnen allerdings Foraminiferen (s. HAGN 1955; 1961), Nannoplanktonten und Mollusken weiterhelfen (s. STEININGER & ROGL & MARTINI 1976; MARTINI 1981).

Schlußfolgerung: Wie die verschiedenartigen Neogen-Ausbildungen der Tethys, der Paratethys und der Landgebiete eigene Stratigraphien erforderten, so sind auch Korrelierungen zwischen der limnofluviatilen OSM Süddeutschlands und den marinen Teilen der zentralen Paratethys vorerst nur beschränkt moglich. Es empfiehlt sich daher, wie in Kap. 12,1 gesagt, vorerst die überkommene Gliederung des suddeutschen Neogens beizubehalten und in geeigneten Fällen Hinweise auf die Paratethys Stratigraphie zu geben. Die ungefähren Bezüge zwischen beiden sind ja nunmehr bekannt. Wichtig ist die Aussage eines Autos, nach welchem Schema er verfährt. Wie leicht es zu Mißverständnissen kommen kann, zeigt die unversehens angewandte mediterrane Stufengliederung auf das Tertiar Baden-Württembergs durch GEYER & GWINNER (1979: 95 Abb. 21). (Entgegen deren Darstellung fällt die Untergrenze der OSM noch in den Bereich des mediterranen Burdigaliums; s. Tab. 2.)

13. Verbreitung und Einstufung ausgewählter Säuger und Säugerfaunen des Neogens

1. Vor-obermiozänes Erscheinen von Großsäugern der Dehm'schen älteren und mittleren OSM-Serie

a) Für Dehm's ältere Serie der OSM sind *Procervulus dichotomus* (Gervais) und *Heteroprox larteti* (Filhol) bezeichnend. *Dinotherium bavaricum* tritt mit einer Ausnahme (s.: 180 f) erst in der mittleren Serie auf (Dehm 1955: 85).

Dehm stellt (1951: 148) fest, „daß die abwerfenden Gabelhirsche *Heteroprox* ... bereits vor dem Obermiocan erschienen waren". Von *Heteroprox larteti* hat er (1951: 147–148, 150) in der Tübinger Sammlung einen Geweih-Abwurf aus der OMM von Baltringen bestimmt, dessen Herkunftsangabe er nachträglich mangels anhaftenden Gesteins nicht mehr überprüfen konnte. Einen Abwurf der gleichen Art beschreibt er von Jungnau im Laucherttal (6 km N Sigmaringen).

Laut Kiderlen (: 327) liegt hier „keine Schlotfüllung, sondern eine ‚lagerhaft' ausgedehnte Ablagerung" vor. Sie sei mit seinen „*Suevicus*-Schichten" [den Paludinen-Schichten] von Oberkirchberg vergleichbar. Da aber Jungnau 6 km jenseits der NW-Grenze der Graupensandrinne liegt (s. Molassekarte), können die von ihm genannten Wirbeltiere, Mollusken und Jurafossilien nicht aus Grimmelfinger- oder Kirchberger Schichten stammen. Kiderlen kann (: 351–352) die stratigraphische Stellung der Fundschicht nicht klären und schließt mit Schlosser eine Fundortsverwechslung nicht aus. Golwer fand (1959: 39–40) wie Roll um Jungnau keine sandigen Ablagerungen. Eine Spalte enthielt feinkörnigen Sand aus nicht gerundeten, glasklaren bis trüben Quarzen, Bohnerz, Ton und Lehm; in bohnerzreichen Partien zahlreiche Stielglieder von *Apiocrinus,* Molluskenreste und Bruchstücke von zwei Röhren- und zwei Plattenknochen. Das legt ihm den Schluß nahe, „daß im südlichen Laucherigebiet während des Miozäns Sande sedimentiert wurden, die mit Bohnerz und tonigen Ablagerungen in Spalten erhalten blieben". Das nehme ich auch für das Vorkommen von Jungnau an. Dort ist dann ein vor-obermiozänes Erscheinen von *Heteroprox larteti* nicht gesichert.

Die zweite bezeichnende Art der älteren Serie, nämlich *Procervulus dichotomus* erscheint laut Heizmann & a. (1980: 8, 6, 4) in Artenay bereits in MN 4a und kommt knapp darüber in MN 4b von Baigneaux, ferner von Bézian und La Romieu sowie cf.-bestimmt in Langenau vor. Roman & Viret (1934: 66) geben als stratigraphische Reichweite Unterburdigal bis Obervindobon an[19]). MN 4 entspricht (Tab. 2, k) etwa unserem (? tieferen Helvet +) Mittel- und Oberhelvet bzw. den betreffenden Teilen des Ottnang.

b) Für Dehm's mittlere Serie der OSM sind *Dinotherium bavaricum* und *Stephanocemas elegantulus* (Roger) bezeichnend (1955: 84). Dehm verweist (1951: 148, 150) darauf, daß *Dinotherium bavaricum* nach Schlosser (1904: 490–491) schon in der OMM von Baltringen vorkommt. Schlosser erwähnt (: 491) Gervais' Fund dieser Art in den Sables d'Orléanais, die als Burdigalien bezeichnet wurden. *Demotherium* (cf. *bavaricum*) taucht als Einwanderer in Baigneaux auf und ist als *D. bavaricum* in Langenau 1 vertreten (Heizmann & a. 1980: 9, 7, 4). Stehlin nennt (1914: 193) *D. bavaricum* aus dem „Unteren Vindobonien (obere Stufe der marinen Molasse)" von Riedern. Werner zitiert (1975b: 52) *D. bavaricum* und *D. cuvieri* aus den Kirchberger Schichten der „Römischen Altstadt" bei Heudorf Meßkirch. Roman & Viret kennen (: 66) *D. cuvieri* aus dem Oberburdigalien bis Untervindobonien.

c) Aus der älteren und mittleren Serie nennt Dehm (1955: 84, 85) 9 gemeinsame Arten. Von diesen hat Artenay (MN 4a), die „älteste europäische Fundstelle, von der man einen Proboscidier ... kennt", *Gomphotherium angustidens* geliefert. Die Art kommt auch knapp über Artenay in MN 4b von Baigneaux, ferner von Bézian und Langenau 1 vor (Heizmann & a.

[19]) Nach Mein (1975: Tab.) würde die Gattung *Procervulus* bereits in MN 3, die Gattung *Heteroprox* erst in MN 6 auftreten.

1980: 4–9); weiterhin im „Burdigalien (Untermiocän), Untere Stufe der marinen Molasse" und in deren Oberer Stufe (Untervindobonien), hierin bei Benken und Riedern (Stehlin 1914: 189, 187 bzw. 193, 189); in der OMM von Baltringen etc. (Probst 1879: 240; Schlosser 1904: 490, 491); in den Kirchberger Schichten der „Römischen Altstadt" (Werner: 52). Moos nennt (1926: 16) *Mastodon* sp. aus den Gerlenhofer Sanden, einem Äquivalent der tortonen Bithynien-Schichten. – *Hyotherium soemmeringi* ist aus Baigneaux bekannt; ferner aus der OMM von Baltringen (Schlosser 1904: 490, 492); aus dem Unteren Vindobon von Schlatt (Stehlin: 192, 189); aus den Kirchberger Schichten der „Römischen Altstadt" (Werner: 52). – *Bunolistriodon lockharti* ist der zweite Einwanderer in Baigneaux und auch in Bézian und Langenau 1 vertreten (Heizmann & a.: 9, 6, 4); weiterhin in der OMM von Stotzingen (Schlosser 1904: 490) und Riedern (Klähn 1924: 339). Nach Dietrich & Kautsky (1920: 247) kommt die Art neben *Hyotherium soemmeringi* etc. auch im Burdigal von Tuchorschitz vor (MN 3 lt. freundl. Mitt. von Herrn Dr. Fejfar)[20]. Von den bei Dehm genannten 3 *Palaeomeryx*-Arten reicht *P. kaupi* nach Roman & Viret (: 66) vom Unterburdigal bis zum Obervindobon und findet sich in Artenay, Baigneaux, Bézian (Heizmann & a.) und, zusammen mit 5 bzw. 2 anders benannten *Palaeomeryx*-Arten, in der OMM von Baltringen (Probst 1879: 240 bzw. Schlosser: 490, 492). – Eine *Eotragus*-Art wird von Artenay genannt. – *Anchitherium aurelianense* ist nach Abusch-Siewert (1982: 319 Abb. 105) von MN 3 bis MN 9 verbreitet. Das Vorkommen in der USM (Aquitan) von Eggingen (Probst 1879: 234) gehört nach Tab. 2, k in MN 1. Wenn auch nach Mein (1981) MN 1 und wahrscheinlich ganz MN 2a „anté-Néogene" sind, so stelle ich das Aquitan jedenfalls an die Basis des Neogens (Zöbelein 1960).

2. Kleinsäuger-Faunen im Liegenden der Oberen Brackwassermolasse und in der Oberen Süßwassermolasse

Die Kleinsaugerfaunen der OBrM verteilen sich nach Fahlbusch (Tab. 2, k) und nach Einzelzuordnungen etwa auf MN 4b, jene der OSM ungefähr auf die MN-Einheiten oberstes MN 4b + 5–7 z. T. (unser Torton), 7 z. T. – 8 (unser Sarmat) und 9 (unser tiefes Pont). Neuere Übersichten über einschlagige Kleinsauger-Fundpunkte und -Einstufungen bringen Fahlbusch (1964, Fundpunkte etc.: 86, 129–133; 1975, Fundpunkte etc.: 65–67); Cicha & a. (1972, Fundpunkte etc.: 136–138); Mayr & Fahlbusch (1975); Mayr (1979, Fundpunkte mit MN-Einstufungen: 336f.); Mayr (1980, Fundpunkte mit MN-Einstufungen: 167–169).

Bemerkungen zu einzelnen Fundpunkten: Bei Rauscheröd (Bl. 7445, 2,8 km NE Ortenburg) liegen Kleinsäuger zusammen mit marinen Vertebraten und Evertebraten in der „Verzahnung der brackischen Meeresmolasse mit fluviatil-terrestrischen Elementen" in MN 4 (Mayr 1980: 167, 168). Gregor registriert (: 51) Pflanzen aus verschiedenen Schichten nach Pfeil's und seinen Aufsammlungen (Profil: 248, 253 E 12). Ähnlich wie die dortige Kleinsäugerfauna unter den Oncophora-Schichten Niederbayerns, so liegt jene von Ořechov bei Brünn unmittelbar unter den Oncophora-(„Rzehakia-")Schichten Mährens (Cicha & a. 1972: 131f., 137, 143). Da Ořechov ein Äquivalent von La Romieu etc. ist, gehören beide Vorkommen zu MN 4b. Der Fundpunkt Forsthart (Bl. 7344 Pleinting, 8,5 km SW des Ortes; s.

[20]) Den dritten Einwanderer von Baigneaux, *Dorcatherium* (cf. *naui*), erwähnt Dehm (1951; 1955) nicht, doch kennt er (1957: 36) *D. crassum* aus Hader und Statzling (untere bzw. mittlere Serie), aus Statzling auch *D. guntianum* und *peneckei*, *D. crassum* auch von Reisensburg (s. Wellnhofer 1969: 216). Rühl nennt (: 406, 426) *D. naui* aus der Grauen und Gelben Molasse, aus letzterer auch *D. guntianum*. *D. guntianum* findet sich nach Roman & Viret (: 46) schon im Burdigalien von La Romieu und nach Probst (1879: 240) in der OMM von Baltringen. Werner zahlt (: 52) *D. crassum* aus Kirchberger Schichten der „Römischen Altstadt" auf.

Grimm in Schlickum 1964: 54) liegt über den Oncophora-Schichten, in Silvana-Schichten mit *Cepaea silvana* (Schlickum & Strauch 1968: 376[47]), also an der Basis der OSM und in tiefem Torton. Cicha & a. weisen ihn nach Kleinsaugern MN 4 [MN 4b] zu (1972: 136–137 Tab. 2; s. Mayr 1980: 167–168). Ebenso stufen sie Rembach ein (Bl. 7343, 5,5 km SE Eichendorf Vils). Orechov, Forsthart und Rembach gehören nach Cicha & a. (1972: 136) ebenso wie Langenau 1 nach Heizmann dem [hoheren] Ottnang an. Der Fundpunkt Langenmoosen (13,5 km fast S Neuburg a. D.) hat Groß- und Kleinsäuger geliefert (Dehm 1952: 86 f.; Fahlbusch 1964: 86, 87 f.). Er gehort zu Dehm's alterer OSM-Serie und zwar zum tiefen Torton (Dehm 1952: 89; Fahlbusch 1964: 131, 133), nach letzterem vielleicht auch in den Grenzbereich Helvet/Torton. Cicha & a. (1972: 136 Tab. 2, 140) stellen die Kleinsäugerfauna in das Karpat und damit nach Fahlbusch (1981) in MN 5, der sie auch Mayr zuschreibt (1979: 336; 1980: 167, 168). Sandelzhausen (25 km fast N Freising, 2 km S Mainburg) ist auf der Molassekarte in Dehm's mittlerer Serie eingezeichnet. Das hierfür bezeichnende *Dinotherium bavaricum* wurde indes bei Grabungen nicht gefunden. Unter den Großsäugern stellt Schmidt-Kittler (1972: 83, 92–93) *Gomphotherium angustidens subtapiroides* und selten *Zygolophodon turicensis* fest, die in der alteren und mittleren Serie vorkommen. Die Einstufung von Sandelzhausen wurde auf S. 173 erörtert.

3. Diskussion

Im Prinzip folgen bei Großsaugern und (Fahlbusch 1970: 153, 158) kontinuierlich bei Kleinsaugern der OSM jeweils jungere Arten bzw. Faunen von den Rändern des Molassebeckens gegen seine Mitte zu aufeinander. Gegenüber den Großsäugern ändern Kleinsäuger rascher ihre verwertbaren Merkmale, breiten sich schneller aus und sind zahlreicher und leichter zu gewinnen. Deshalb liefern sie mehr und detailliertere stratigraphische Daten und ermöglichen es etwa, lokale Abtragungsunterschiede besser nachzuweisen. Nach Meinung von Jung & Mayr (1980: 160) konnen „ohne Neubearbeitung die drei ‚Dehmschen Serien' nicht auf die sechs in Frage kommenden MN-Einheiten [MN 4b–9] verteilt werden". Eine Neubearbeitung erscheint mir in Anbetracht der konstanteren Merkmale der Großsauger, ihrer stärkeren ökologischen Abhangigkeit und der jedenfalls noch bestehenden unscharfen Trennung der MN-Einheiten wenig aussichtsreich.

Von den 11 Großsaugern, die Dehm aus der alteren Serie nennt, sind alle bis auf *Anchitheriomys wiedemanni*, *Palaeomeryx bojani* und *P. eminens* schon aus vor-obermiozänen Schichten bekannt. Ob die beiden letzteren, die auch Stehlin (: 192) aus dem Obervindobon anführt, schon fruher (etwa als Synonyme) erscheinen, konnte ich nicht ermitteln. Möglicherweise haben sich diese 3 Arten nicht erst zur Zeit der alteren Serie entwickelt, sondern sind wie die anderen und auch *Dinotherium bavaricum* damals erst zugewandert. Das verspatete Auftreten der meisten Groß- und wohl auch von konservativen Kleinsaugern in der älteren Serie der OSM Suddeutschlands ist palaogeographisch bedingt. Erst mit dem Rückzug des helvetischen Molassemeeres nach W und E und der Verlandung der Brackgewässer konnten die Säugerfaunen das entstandene Festland besiedeln. In die OMM und die OBrM wurden sie schon früher von den Küsten her eingeschwemmt.

Die Dreigliederung der OSM mittels Großsäugern kann durch nachträgliche Abtragung der mittleren und jungeren Serie im Bereich der alteren Serie und durch Abtragung der jüngeren Serie im Bereich der mittleren Serie erklart werden. Es ware unverständlich, daß die seit Beginn der OSM zugewanderten Sauger nicht die ganze Landoberfläche besiedelt und die Ränder im N und S zonenweise ausgespart hätten.

Die Verbreitung von *Dinotherium bavaricum* ist ein Sonderfall. Mit einer Ausnahme tritt es nicht schon in der alteren OSM-Serie auf wie Großsauger, die früher mit ihm einhergegangen

waren. Fast sämtliche der 42 Vorkommen waren Dehm aus der mittleren Serie, keines aus der älteren Serie bekannt (1955: 83–84, 87). Die Ausnahme ist ein späterer Fund von Hoisberg, 6 km SW Aidenbach/Niederbayern, 4 m über den Oncophora-Schichten (Grimm 1957: 137, 104, 148, 151 Abb. 7, Tafel 3), also aus MN 4 b wie Forsthart, evt. aus tiefem MN 5 wie Langenmoosen. Schlosser (1904: 491) hatte sich gegen die Ansicht mancher älterer Autoren gewandt, daß die Schichten an einigen Orten „wegen des Fehlens von *Dinotherium*-Resten geologisch älter sein müßten als der bayrisch-schwäbische *Dinotherien*-Sand". „Ich habe ... mir die Abwesenheit von *Dinotherium* immer nur als fazielle Abweichung erklärt". Fahlbusch & Gall meinen (1970: 394) bezüglich Sandelzhausen: „Ob das Fehlen von *Dinotherium bavaricum* als sicheres Argument für eine Zuordnung zur ‚Älteren Serie' gewertet werden darf, erscheint fraglich". – *Dinotherium* erscheint als Neuzugang in Baigneaux (MN 4b) zwar etwas später als *Gomphoterium* in dem stratigraphisch etwas tieferen Artenay (MN 4a). Daraus kann man aber keine Schlüsse auf die Anwesenheit von *Gomphotherium* und das Fehlen von *Dinotherium* in der älteren Serie der OSM ziehen. Dieses Fehlen von *Dinotherium bavaricum* im Gegensatz zum Vorkommen in vor-obermiozänen Schichten und seiner Häufigkeit in der mittleren Serie wird tätsächlich „faziell", etwa durch den Mangel an geeigneter Nahrung für diesen Hauerelefanten bedingt sein. Vielleicht können die Paläobotaniker darüber etwas sagen.

14. Zusammenfassung

Auf Tabelle 1 werden 7 ältere Profile durch die jungtertiären Schichten um Günzburg korreliert und als Standardprofil das 3. Profil (nach Gümbel 1894) gewählt. Auf die zunächst noch schwach brackischen und dann vorwiegend limnischen Unteren Mergel- und Sandschichten folgen, beginnend mit der zusammengeschwemmten Knochenbreccie die fluviatilen Zapfensande s.l., darüber die wieder mehr limnischen Oberen Pflanzenmergel und die limnofluviatilen Oberen Sande. Bemerkungen zu den einzelnen Profilen betreffen u. a. die Abgrenzung und Unterteilung von Rühl's Grauer und Gelber Molasse, auf deren Schichten er seine und Wetzler's Fossilfunde bezieht. Kranz'ens Profil (Nr. 7) wird umgedeutet. Seine als „Oberstes Miocän" bezeichneten Schichten Nrn. 1–3.b) sind tieferes Torton. Die endgültige Auffüllung der Graupensandrinne, in deren Bereich Günzburg liegt, erfolgte durch die Unteren Mergel und Sandschichten. Die Albsteinschwelle kann danach nicht mehr bestanden haben. Die Ablagerung der Zapfensande wird auf Fuchtbauer's weiträumige „alpine axiale Ost-West-Schüttung" im Molassebecken einige Zeit nach Beginn der Oberen Süßwassermolasse (OSM) bezogen. Sie setzt in Hofmann's „Glimmersandschüttung" durch den Hegau und die Ostschweiz gegen das Rhonetal fort.

Bei Heggbach/Walpertshofen, (8. und 9. Profil), SE der Graupensandrinne hat Probst (1868) den Albstein als geologischen Begriff eingeführt. Von der oberhelvetischen Albsteinfläche ist die überlagernde OSM durch eine Schichtlücke getrennt, die zeitlich der Bildung der oberhelvetischen Grimmelfinger und Kirchberger Schichten in der Graupensandrinne entspricht. Falls die Heggbacher Zapfensande auf eine verspätete oder eine jüngere Sandschüttung zurückgehen, sind sie und ihre liegenden Mergel (opp. Probst) nicht mit jenen von Günzburg zu korrelieren, auf Tab. 1 also nach oben zu verschieben.

Bezüglich der Fossilführung des Günzburger und Heggbacher Tortons wird auf die Listen der Autoren verwiesen. Bisherige Florenvergleiche von Günzburg, Heggbach, Oehningen und Le Locle (Schweiz) erbrachten keine gesicherten Einstufungen. Die An- oder Abwesenheit von *Daphnogene* („*Cinnamomum*", „*Cinnamomophyllum*") ist hier kein Klima- und Altersindiz.

Zur Stratifizierung: Die Gunzburger und Heggbacher Schichten über den Hydrobien-Schichten bzw. dem Albstein sind tieferes Torton in einem gekappten Torton-Profil. Das erweisen die Lage weit nördlich der Dehm'schen Torton/Sarmat- und noch weiter nördlich der mineralogischen A-Grenze (deren Beziehungen erörtert werden), Mächtigkeitsvergleiche und *Megacricetodon germanicus* bei Heggbach. Die Unteren Mergel- und Sandschichten von Günzburg halte ich wegen ihrer Lage uber den oberhelvetischen Hydrobien-Schichten und des erstmaligen Auftretens von *Cepaea silvana* für tiefes Torton, tiefes MN 5 und für jedenfalls nicht jünger als Langenmoosen. Die Zapfensande und ihr Hangendes könnten höheres MN 5 bis tieferes MN 6 sein. Das *Megacricetodon* von Heggbach weist auf höheres MN 5, vergleichbar mit Roßhaupten, hin. „Oehninger Floren" kommen im Torton und Sarmat vor, sind also für eine exakte Einstufung nicht geeignet. Die Floren von Oehningen und Le Locle liegen wie die Säugerfauna von Sandelzhausen in der Säugereinheit MN 6. Doch sind die ersteren jünger (Obertorton) als Sandelzhausen (Mitteltorton).

Die Korrelierung des süddeutschen kontinentalen Neogens mit den Stufen der zentralen Parathethys und der mediterranen Terthys reicht noch nicht aus. Den bisherigen Stand zeigt Tab. 2. Die MN-Biozonation hat eine großraumige Stratigraphie beträchtlich gefördert, ist aber für eine Zuordnung unserer Schichtkomplexe noch zu weit gestaffelt und in sich zu wenig abgegrenzt. Man kann vorerst auch nicht die in der alteren Literatur verwendeten Stufennamen der Vorlandmolasse auf solche der Paratethys umstellen. Fahlbusch's Empfehlung, die neu definierten internationalen Stufennamen auch im kontinentalen Neogen zu übernehmen, ist erstrebenswert, aber noch nicht allgemein zu verwirklichen.

Von den Großsaugern in Dehm's Dreigliederung der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands erscheinen die beiden bezeichnenden Arten der älteren Serie *Procervulus dichotomus* sicher, *Heteroprox larteti* wahrscheinlich schon vor-obermiozan. Von den aus der älteren und mittleren Serie genannten 9 Arten kommen mindestens 6 bereits in alteren Schichten vor. Die meisten Großsäuger (und wohl auch konservative Kleinsäuger) sind jedenfalls verspätet und zwar erst nach dem Ruckzug des Helvetmeeres eingewandert. Ihre Verteilung auf die drei, gegen die Beckenmitte zunehmend jungeren OSM-Serien wird durch spätere, sukzessive Abtragung der Randzonen erklart. Das fast vollige Fehlen von *Dinotherium bavaricum* in der älteren Serie dürfte faziell, vielleicht durch den Mangel an geeigneter Nahrung bedingt sein.

Nach der absoluten Datierung kommt die profilhohere A-Grenze der Torton/Sarmat-Grenze naher als die untere Grenze Dehm's. Diese liegt demnach innerhalb des Tortons.

Schriftenverzeichnis

Abele, G. & Fuchs, B. & Stephan, W. (1955): Die westliche bayerische Vorlandmolasse (: 46–58, 2 Abb.). – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000, München (Bayer. Geol. Landesamt).

Abusch-Siewert, S. (1982): Gebißmorphologische Untersuchungen an eurasiatischen Anchitherien (Equidae, Mammalia) unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. – Diss. Univ. München, 361 S., 105 Abb., 20 Taf., München.

Baumberger, E. (1934): E. Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. Mit einem Beitrag von H. G. Stehlin (: 69–70): Wichtigste Daten der Säugergeschichte Europas. – Geol. Führer Schweiz, Fasc. I: 57–75, 1 Tab., Hrsg. Schweiz, geol. Ges., Basel (Wepf & Cie.).

Bischoren, B. (1955): Die Vorlandmolasse im Gebiet der unteren Isar, (: 59–67). – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Suddeutschen Molasse 1 : 300 000, Munchen (Bayer. Geol. Landesamt).

Büchi, U. P. (1959): Zur Stratigraphie der Oberen Susswassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – Ecl. geol. Helv., **52:** 449–460, 1 Abb., 1 Tab., Basel.

Bürgisser, H. M. (1981): Zur zeitlichen Einordnung der Oberen Süsswassermolasse in der Nordostschweiz. – Vj.-Schr. naturforsch. Ges. Zürich, **126:** 149–164, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Zürich.

Cicha, I. & Fahlbusch, V. & Fejfar, O. (1972): Die bistratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Paläont., Abh., **140:** 129–145, 2 Tab., Stuttgart.

Dehm, R. (1949): Das jüngere Tertiär in Südbayern als Lagerstätte von Säugetieren, besonders Dinotherien. – N. Jb. Miner. etc., Abh., **90,** B: 1–30, 3 Abb., Taf. 1–2, Stuttgart.

Dehm, R. (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951:** 140–152, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

Dehm, R. (1952): Über den Fossilinhalt von Aufarbeitungslagen im tieferen Ober-Miocän Südbayerns. – Geologica Bavarica, **14:** 86–90, München.

Dehm, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung, (: 81–88). – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000, München (Bayer. Geol. Landesamt).

Dehm, R. (1957): Fossilführung und Altersbestimmung der Oberen Süßwasser-Molasse auf Blatt Augsburg 1 : 50 000, (: 34–39). – In Schaefer, I.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50 000, 92 S., 4 Abb., 2 Beil., München (Bayer. Geol. Landesamt).

Dehm, R. (1960): Zur Frage der Gleichaltrigkeit bei fossilen Säugertaunen. – Geol. Rdsch., **49:** 36–40, 2 Abb., Stuttgart.

Dehm, R. (im Druck): August Wetzler – sein Wirken für Geologie und Paläontologie in Schwaben. – (Günzburg).

Dietrich, W. O. & Kautsky, F. (1920): Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen oberen Meeresmolasse und des Tertiärs am Südrand der Schwäbischen Alb. – Cbl. Miner. etc., **1920:** 243–253, Stuttgart.

Engel, Th. (1896): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. – 2. Aufl., XXV + 470 S., 95 Abb. 6 Taf., 7 geol. Bilder, 1 geol. Kt. 1 : 1 000 000, Stuttgart (Schweizerbart).

Engel, Th. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. – 3. Aufl., hrsg. unter Mitwirkung von E. Schütze, XXV + 675 S., 261 Abb., 6 Taf., 4 geol. Bilder, 5 Prof.-Taf., 1 geol. Kt. 1 : 1 000 000, Stuttgart (Schweizerbart).

Erb, L. (1931): Geologische Spezialkarte von Baden. Erläuterungen zu Blatt Hilzingen (Nr. 146). Mit einem prähistorischen Beitrag von G. Kraft & K. Sulzberger. – 115 S., 5 Taf.; Freiburg i. Br. (Herder).

Erb, L. (1967): Geologische Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. Landesamt Baden-Württ., Freiburg i. Br.; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württ.). [Siehe dazu Schreiner 1970]

Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000 (1955; 11 Bearbeiter). – 106 S., 7 Abb., 3 Profiltaf.; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Fahlbusch, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F. **118,** 136 S., 67 Abb., 7 Taf.; München.

Fahlbusch, V. (1970): Phylogenie und stratigraphische Bedeutung der miozänen Cricetiden (Mamm., Rodentia) Südbayerns. – G. Geol. (2) **35:** 153–159; Bologna. (Comm. Medit. Neogene Stratigr., Proc. IVth Sess.)

Fahlbusch, V. (1975): Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15:** 63–90, 11 Abb., 1 Tab.; München.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11–14, 1975). – Newsl. Stratigr., **5:** 160–167, 1 Tab.; Berlin. Stuttgart.

Fahlbusch, V. (1977): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 11. Ein neues Zwerghirsch-Geweih: *Lagomeryx pumilo?* – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **17:** 227–233, 2 Abb., Taf. 16; München.

Fahlbusch, V. (1981): Miozän und Pliozän – Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **21:** 121–127, 1 Tab.; München.

Fahlbusch, V. & Gall, H. (1970) mit Beiträgen von J. Gregor und W. Jung: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdeckung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **10:** 365–396, 9 Abb., Taf. 16; München.

Fahlbusch, V. & Gall, H. & Schmidt-Kittler, N. (1974), mit einem Beitrag von R. Dehm: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970–73. Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **14:** 103–128, 4 Abb.; München.

FAVRE, J. (1911): Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. – Ecl. geol. Helv., **11**, 1910: 369–476, 36 Abb., 5 Taf., Lausanne.

FAVRE, J. (1934): A. Environs du Locle et des Benets. – Geol. Führer Schweiz, Fasc. V: 356–362, 2 Abb., Hrsg. Schweiz. geol. Ges., Basel (Wepf & Cie.).

FAVRE, J. & BOURQUIN, PH. & STEHLIN, H. G. (1937): Études sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. paléont. Suisse, **60**: 1–46, 7 Abb., 4 Taf., Basel.

FÜCHTBAUER, H. (1954a): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. – Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr., **4**: 26–53, 6 Abb., Heidelberg.

FÜCHTBAUER, H. (1954b): Eine sedimentpetrographische Grenze in der oberen Süßwassermolasse des Alpenvorlandes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh, **1954**: 337–347, 2 Abb., Stuttgart.

GALL, H. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12**: 3–32, 3 Abb., 1 Tab., München.

Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300000 (1954), (Red. NATHAN, H. u. SCHMIDT-THOMÉ, P.), München (Bayer. Geol. Landesamt). [Siehe dazu „Erläuterungen"]

GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1979): Die Schwäbische Alb und ihr Vorland. – Sammlg. geol. Führer, **67**: 271 S., 36 Abb., 14 Taf., Stuttgart (Borntraeger).

GOLWER, A. (1959): Stratigraphie und Tektonik im südlichen Lauchertgebiet (Schwäbische Alb). – Arb. geol.-paläont. Inst. T. H. Stuttgart, N. F. **22**: 94 S., 2 Abb., 4 Taf., Stuttgart.

GREGOR, H.-J. (1982): Die jungtertiären Floren Suddeutschlands. Palaokarpologie, Phytostratigraphie, Paläoökologie, Paläoklimatologie. – 278 S., 34 Abb., 16 Taf., 7 Prof. u. Pläne, Stuttgart (F. Enke).

GRIMM, W.-D. (1957): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – Beih. geol. Jb., **26**: 97–184, 14 Abb., 1 Tab., Taf. 3–10, Hannover.

GÜMBEL, C. W. v. (1887): Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schlier's von Ottnang. – Sitz.-Ber. k. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **17**: 219–325, 7 Abb., München.

GÜMBEL, C. W. v. (1889): Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nordlingen (No. XVI) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. – 43 S., Cassel (Th. Fischer).

GÜMBEL, C. W. v. (1894): Geologie von Bayern, 2. Bd. – VIII + 1184 S., zahlr. Abb. u. Prof., 1 geol. Kt. 1:1000000, Cassel (Th. Fischer).

HAGN, H. (1955): Palaontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953: 324–359, 4 Abb., Taf. 10, Hannover.

HAGN (1961): Die Gliederung der Oberen Meeresmolasse nordlich vom Überlinger See (Bodensee) in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. geol. Landesamt Baden-Württ., **5**: 293–321, 4 Abb., Tab. 19, Freiburg i. Br.

HANTKE, R. (1954): Die fossile Flora der obermiozanen Oehninger Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden). – Denkschr. schweiz. naturforsch. Ges. Zürich, **80**: 30–118, 2 Abb., 16 Taf., Zürich.

HANTKE, R. (1980a): Die Bedeutung der als ausgestorben betrachteten Leguminosen-Gattung *Podogonium* HEER (= *Gleditsia* L.) für die Obere Süßwassermolasse und für die Vogesen-Schüttung im Delsberger Becken (Jura). – Ecl. geol. Helv., **73**: 1031–1043, Basel.

HANTKE, R. (1980b): Die Obere Süsswassermolasse der Schweiz, ihr Paläorelief und ihre stratigraphische Fortsetzung in der Vogesen-Schüttung. – Vj.-Schr. naturforsch. Ges. Zürich, **125**: 365–374, Zürich.

HAUS, H. A. (1951): Zur palaogeographischen Entwicklung des Molassetroges im Bodenseegebiet wahrend des Mittleren Miozäns. – Mitt.-Bl. bad. geol. Landesanst., **1950**: 48–66, Abb. 8–10, Freiburg i. Br.

HEER, O. (1859): Flora Tertiaria Helvetiae. Die tertiäre Flora der Schweiz, **3**, 378 S., Taf. 101–156, 1 Kt., Winterthur (Wurster & Co.).

HEIZMANN, E. P. J. & GINSBURG, L. & BULOT, CH. (1980): *Prosansanosmilus peregrinus*, ein neuer machairodontider Felide aus dem Miocän Deutschlands und Frankreichs. – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser B, **58**: 27 S., 7 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

HEROLD, R. (1970): Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns. – Diss. Univ. München, 132 + 8 S., 21 Abb., 14 Tab., München.

HOFMANN, F. (1955): Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz. – Ecl. geol. Helv., **48**: 99–124, 3 Abb., 3 Tab., Basel.

HOFMANN, F. (1956): Die Obere Süßwassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau. – Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing., **23**, Nr. 64: 23–34, 1 Abb., Riehen-Basel.

HOFMANN, F. (1958): Das Bentonitvorkommen von Le Locle (Kanton Neuenburg). – Ecl. geol. Helv., **51:** 65–71, 2 Abb., 2 Tab., Basel.

HOFMANN, F. (1960a): Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken. – Ecl. geol. Helv., **52,** 1959: 461–475, 2 Abb., 1 Tab., Basel.

HOFMANN, F. (1960b): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – Ecl. geol. Helv., **53:** 1–25, 5 Abb., 11 Tab., Basel.

HOFMANN, F. (1969): Neue Befunde uber die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – Ecl. geol. Helv., **62:** 279–284, 2 Abb., 1 Tab., Basel.

HOFMANN, F. (1976): Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schafthausen seit dem Ende der Jurazeit. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **42,** Nr. 102: 1–16, 12 Abb., 1 Tab., Riehen-Basel.

JUNG, W. (1968): Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- und Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. – **25.** Ber. naturwiss. Ver. Landshut: 43–71, 38 Fig.; Landshut.

JUNG, W. & MAYR, H. (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Sußwassermolasse Süddeutschlands und ihre palokologische Deutung. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Palaont. hist. Geol., **20:** 159–173, 1 Abb., 1 Tab.; München.

KIDERLEN, H. (1931): Beitrage zur Stratigraphie und Palaogeographie des süddeutschen Tertiars. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **66,** B: 215–384, 15 Abb., Taf. 20–21; Stuttgart.

KLAHN, H. (1924): Über einige saugerfuhrende Vorkommnisse der Molasse Badens. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **50:** 335–363; Stuttgart.

KRANZ, W. (1904): Stratigraphie und Alter der Ablagerungen bei Unter- und Oberkirchberg, sudlich Ulm a. D. – Cbl. Miner. etc., **1904:** 481–502, 528–540, 545–566, 5 Abb.; Stuttgart.

KRANZ (1905): Geologische Geschichte der weiteren Umgebung von Ulm a. D. Palaogeographische und orogenetische Studie. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **61:** 176–203, 1 Abb.; Stuttgart.

KÜBLER, B. (1962): Étude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Neuchâtel, Suisse). Premiere partie. – Bull. Soc. neuchât. Sci. natur., **85:** 5–42, 2 Abb., 2 Taf.; Neuchâtel.

LEMCKE, K. u. ENGELHARDT, W. v. & FUCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Unter paläontologischer Mitarbeit von H. FAHRION, & E. W. STRAUB. – Beih. geol. Jb., **11:** VIII + 109 + A 64 S., 9 Taf., 31 Abb., 72 Tab.; Hannover.

LICHTER, G. & LISKE, T. (1974): Heggbach, eine vergessene Fundstelle der Oberen Sußwassermolasse. – Der Aufschluß, **25:** 308–312, 6 Abb.; Heidelberg.

LIPPOLT, H. J. & GENTNER, W. & WIMMENAUER, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **6:** 507–538, 3 Abb., 6 Tab.; Freiburg i. Br.

MARTINI, E. (1981): Nannoplankton in der Ober-Kreide, im Alttertiar und im tieferen Jungtertiar von Süddeutschland und dem angrenzenden Österreich. – Geologica Bavarica, **82:** 345–356, 2 Abb., 2 Taf.; München.

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozanen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – Diss. Univ. München, 380 S., 44 Diagr., 7 Tab., 18 Taf.; München.

MAYR (1980): s. JUNG & MAYR.

MAYR, H. & FAHLBUSCH, V. (1975): Eine unterpliozane Kleinsäugerfauna aus der Oberen Sußwasser-Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **15:** 91–111, Taf. 6–9; München.

MEIN, P. (1975): Resultats du Groupe de Travail des Vertébres. – In: Report on Activity of the R.C.M.N.S. Working Groups (1971–1975): 78–81, 1 Tab.; Bratislava.

MEIN, P. (1981): Mammal Zonations: Introduction. – Ann. géol. Pays hellén., hors sér., fasc. IV: 83–88, Athen (Proc. VIIth Internat. Congr. Mediterr. Neogene; Athens 1979). [Ausgeliefert 1982]

„Molassekarte" (1954): s. Geol. Übersichtskarte

MOOS, A. (1925): Beitrage zur Geologie des Tertiars im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauworth. – Geogn. Jh., **37,** 1924: 167–252, 1 geol. Kt. 1:200000, 2 Taf.; München.

MOOS, A. (1926): Zur Bildung von Ablagerungen mit Landsäugetieren in der süddeutschen Molasse. – Geol. Rdsch., **17:** 8–21; Berlin.

PAPP, A. (1981): Calibration of Mediterranean, Paratethys and Continental Stages. – Ann. géol. Pays hellén., hors sér., fasc. IV: 73–78, 1 Tab.; Athen, (Proc. VIIth Internat. Congr. Mediterr. Neogene, Athens 1979). [Ausgeliefert 1982]

PROBST, J. (1866): Geognostische Skizze der Umgebung von Biberach. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **22:** 45–60; Stuttgart.

PROBST, J. (1868): Tertiäre Pflanzen von Heggbach bei Biberach nebst Nachweis der Lagerungsverhältnisse. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **24:** 172–185; Stuttgart.

PROBST, J. (1873): Das Hochgeländ. Ein Beitrag zur Kenntniss der oberschwäbischen Tertiärschichten. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **29:** 131–140; Stuttgart.

PROBST, J. (1879): Verzeichnis der Fauna und Flora der Molasse im Württembergischen Oberschwaben. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **35:** 221–304; Stuttgart.

PROBST, J. (1883/1884): Beschreibung der fossilen Pflanzenreste aus der Molasse von Heggbach O. A. Biberach und einigen andern oberschwäbischen Localitäten. I. u. II. Abt. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **39,** 1883: 166–242, 1 Abb., Taf. 1–2; **40,** 1884: 65–95, Taf. 1; Stuttgart.

PROBST, J. (1888): Beschreibung einiger Lokalitäten in der Molasse von Oberschwaben. Vorträge. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **44:** 64–114; Stuttgart.

RÖGL, F. & STEININGER, F. F. & MÜLLER, C. (1978): Middle Miocene Salinity Crisis and Paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe) (: 985–990, 7 Abb.). – In: HSÜ, K. & MONTADERT, L. & a., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **42,** Part 1; Washington (U.S. Government Printing Office).

ROGER, O. (1898): Wirbelthierreste aus dem Dinotheriensande der bayerisch-schwäbischen Hochebene. – **33.** Ber. naturwiss. Ver. Schwaben u. Neuburg: 1–44, Taf. 1–3; Augsburg.

ROMAN, F. & VIRET, J. (1934): La faune de Mammifères du Burdigalien de la Romieu (Gers). – Mém. Soc. géol. France, N. S., Mém. **21:** 1–67, pl. 1–12; Paris.

RÜHL, F. (1896): Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayerisch Schwaben von den Alpen bis zum Jura und der Iller bis zum Ammersee. – **32.** Ber. naturwiss. Ver. Schwaben u. Neuburg: 327–490; Augsburg.

RUTTE, E. (1956): Die Geologie des Schienerberges (Bodensee) und der Öhninger Fundstätten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **102:** 143–282, 24 Abb., 1 Tab., Taf. 6–10, 5 Beil.; Stuttgart.

SANDBERGER, F. (1870–1875): Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. – 1000 S., 1 Tab., 36 Taf.; Wiesbaden (C. W. Kreidel).

SCHEUENPFLUG, L. (1980): Neue Funde ortsfremder Weißjuragesteine in Horizonten der südbayerischen miozänen Oberen Süßwassermolasse um Augsburg. (Ein Beitrag zum Problem der REUTERschen Blöcke.) – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **62:** 131–142, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

SCHLICKUM, W. R. (1963): Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse von Ober- und Unterkirchberg. – Arch. Moll., **92:** 1–10, Taf. 1; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. (1964): Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. – Arch. Moll., **93:** 1–70, Taf. 1–5; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. (1966): Die Molluskenfauna der Kirchberger Schichten des Jungholzes bei Leipheim/Donau. – Arch. Moll., **95:** 321–335, Taf. 12–13; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM (1974): Der Aussüßungs- und Verlandungsvorgang im Bereich der Oberen Brackwassermolasse Süddeutschlands. – Senckenbergiana leth., **54:** 521–526; Frankfurt a. M.

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1968): Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **8:** 327–391, 7 Abb., 2 Tab.; München.

SCHLOSSER, M. (1904): Notizen über einige Säugethierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **19:** 485–502, Taf. 26; Stuttgart.

SCHMIDT-KITTLER, N. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 6. Proboscidea (Mammalia). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **12:** 83–95, 3 Abb., Taf. 4–5; München.

SCHREINER, A. (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50000. – 286 S., 28 Abb., 11 Taf., 5 Beil., Hrsg. Geol. Landesamt Baden-Württ. (Landesvermessungsamt Baden-Württ. Stuttgart). [Siehe dazu ERB 1967]

SCHREINER, A. (1976): Hegau und westlicher Bodensee. – Sammlg. geol. Führer, **62:** 93 S., 22 Abb., 1 Tab.; Berlin. Stuttgart (Borntraeger).

SEEMANN, R. (1929): Stratigraphische und allgemein-geologische Probleme im Obermiocän Südwest-Deutschlands. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **63,** B: 63–122, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

STAUBER, H. (1937): Neuere geologische Untersuchungen am Schienerberg. Die Naturschutzgebiete „Oehninger Steinbrüche" und „Bohlinger Schlucht". – Mein Heimatland. Bad. Bl. f. Volkskunde etc., **24:** 321–347, 26 Abb.; Freiburg i. Br. (Haus Badische Heimat).

STAUBER, H. (1939): Erforschungsgeschichte der Ohninger Fundstatten und ihrer Versteinerungen. – Zbl. Miner., Geol., Paläont., B, **1939:** 314–332; Stuttgart.

STEHLIN, H. G. (1914): Übersicht über die Saugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – Verh. naturforsch. Ges. Basel, **25:** 179–202, 2 Abb.; Basel.

STEHLIN, H. G. (1934): s. BAUMBERGER (1934: 69–70).

STEHLIN, H. G. (1937): s. FAVRE & a. (1937: 9–17).

STEININGER, F. F. & RÖGL, F. (1979): The Paratethys History – a contribution towards the Neogene Geodynamics and the Alpine Orogene (an abstract). – Ann. géol. Pays hellén., hors sér., fasc. III: 1153–1165, 1 Tab.; Athen (VIIth Internat. Congr. Mediterr. Neogene, Athens 1979).

STEININGER, F. & RÖGL, F. & MARTINI, E. (1976): Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsletter Stratigr., **4:** 174–202, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin. Stuttgart.

STORZER, D. & GENTNER, W. (1970): Spaltspuren-Alter von Riesglasern, Moldaviten und Bentoniten. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **52:** 97–111, 8 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

STRAUCH, F. (1973): 9. Faziostratotypus: Unter- und Oberkirchberg, Oberbayern [lies: Baden-Württ.], (: 253–255 Abb. 37). – In: SENEŠ, J. (Red.), Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys, Bd. III. M 2, Ottnangien etc., 841 S., zahlr. Abb., Tab. u. Taf.; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

WEILER, W. (1955): Untersuchungen an der Fischfauna von Unter- und Oberkirchberg bei Ulm vornehmlich an Hand von Otolithen in situ. – Paläont. Z., **29:** 88–102, Taf. 8, 1 (14teilige) Abb.; Stuttgart 1955.

WELLNHOFER, P. (1969): Ein neu aufgefundenes *Mastodon*-Skelett aus der Oberen Sußwassermolasse von Reisensburg bei Günzburg a. d. Donau. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **9:** 215–220, 3 Abb.; München.

WERNER, J. (1975a): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1: 25 000, 8020 Meßkirch; Hrsg. Geol. Landesamt Baden-Württ., Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württ.)

WERNER, J. (1975b): Erlauterungen zu Blatt 8020 Meßkirch. – 209 S., 16 Abb., 2 Tab., 5 Taf., 8 Beil.; Hrsg. Geol. Landesamt Baden-Württ., Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württ.)

WETZLER, A. (1857): Ueber den Jura und die Molasse in der Umgegend von Gunzburg. – 10. Ber. naturhist. Ver. Augsburg: 22–39; Augsburg.

WU, WENYU (1982): Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Sußwasser Molasse von Puttenhausen (Niederbayern). – Zitteliana, **9:** 37–80, 16 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; München.

ZÖBELEIN, H. K. (1960): Über die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozan Miozan (Paleogen/Neogen) in Westeuropa. – Mitt. geol. Ges. Wien, **52,** 1959: 245–265, 2 Abb.; Wien.

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

Zu ZOBELEIN, H. K.: Die Vorlandmolasse bei Günzburg a. d. Donau und Heggbach bei Biberach a. d. Riß im Rahmen des süddeutschen Jungtertiärs.

Profile durch die Molasse bei **Günzburg** und **Heggbach/Walpertshofen**

Tabelle 1

1. PROFIL

GUMBEL (1889: 38–39; 1887: 290–291)
In ( ) Abweichungen in 1887

Reisensburg (2 km ENE Günzburg)

2. Glimmerreicher, eisenschussiger Sand, (unten) tonige Zwischenlagen — 20 m

3 Grauer und weißlicher Mergel, in kohligen Lagen voll schöner P (vom Typus der Oehninger Flora), ähnlich den P im 4. Profil Nr 4, häufig *Podogonium Knorri* — 7 m

4 Loser, eisenschussiger Sand, limn. M, *Cepaea silvana* — 0.25 m

5 Weißer Sandmergel, voll guter P wie in Nr 3 — (0.5 m)

6 nach unten in Sandmergel und eine Art kalkige Breccie mit Schalentrummern übergehend — 3 m (2.5 m)

6 (7) Sand mit Sandsteinconcretionen, unten eisenschussig mit Mergelknollen; limn. M., *Cepaea silvana*, meist sehr gut erhaltene Pflanzenstengel, *Phragmites, Equisetum*eisenrostige P-Stengel) — 7 m

(Schwarze Mergel mit Lage grauen Sandes, Fossilien wie in (7))

7 (8) Mergel, Sandmergel und Sandlagen (Hauptversteinerungsbank, limn. M wie in Nr (7) + sparlich *Congeria* +) S, V, R, A, F — 9 m

8 (9) Harte Mergel, limn. M, *Cepaea silvana* [?] tiefere Lagen sandig mit P — 0.75 m

9 (10) Sandige Mergel (laut WETZLER) bis unter Talsohle; *Lebias cephalothes*, *Rana danubina*

2. PROFIL

GUMBEL (1889: 38–39; 1887: 290–291)
In ( ) Abweichungen in 1887

Landstrost (5 km ENE Gunzburg)

verschuttet

1 Pfohsande (Phohsande, ungefahr Nr (6) des 1. Profils) — 5.00 m

2 Rotliche Mergel und Sande mit Gipskristallen, (Foss. wie in Nr (7) des 1. Profils), hier P, limn. M, *Mastodon angustidens* usw — 1.00 m

3 Grunlichgelber Sand — 5.00 m

4 (Sandiger Mergel; *Mastodon angustidens* — 1.00 m)

4 (5) Grauer Sand mit Kohlennestern — 5.50 m

5 (6) Grauer Sand mit Mergelknollen, (Foss. wie in Nr (8) des 1. Profils), hier zahlr. *Congeria, Cardium*, Land- und Süßwasser-M, W — 5.00 m

3. PROFIL

GÜMBEL (1894: 378–379)

Reisensburg/Landstrost (1. und 2. Profil kombiniert)

Obere Sande 10 m:
i Glimmeriger, eisenschussiger Sand
k Toniger Sand, P
Loser, gelber Sand, Tonlagen mit P

(Obere) Pflanzenmergel 6 m:
h Grauer Mergel mit kreidigen Concretionen
g Sandig-schiefriger Mergel, voll P
f) Weißlicher Sandmergel; gute P, *Podogonium Knorri* etc.

Zapfensande 13 m:
d–e) Zapfensande mit harten Sandsteinconcretionen und Lagen von eisenschussigem Mergel, voll von Pflanzen- und Tierresten

Untere Mergel- und Sandschichten 27 m:
c) Kluftiger Sandmergel, reich an S
b) Harte Mergel mit brackischen M
[c?]
a) Sehr harter, sandig-kieseliger Mergel; P

Untergrund (jetzt verdeckt) sandiger Mergel, F

4. PROFIL

GÜMBEL (1889: 38)

Leibi (1–2 km W Gunzburg)

2. Mergel, unten mergeliger Sand mit kohligen Einlagerungen — 4.00 m

3 Steinmergel und grungrauer Mergel — 1.50 m

4 Mergeliger Sand voll P, Braunkohlenschmitzen, "Hauptpflanzenlager"; *Gardenia Wetzleri* etc., limn. M — 1.00 m

5 Mergel, gute P, Braunkohlenbutzen — 0.30 m

6 Sandiger, glimmerreicher Mergel, eisenrostige P (*Phragmites*) neben *Nelumbium Buchii*, Land- und Süßwasser-M — 2.50 m

7 Schwarzer, bituminoser Mergel — 0.25 m

8 Sandiger Mergel und Sand mit der Kirchberger Fauna (bis Talsohle) — 10.00 m

5. PROFIL

RÜHL (1896: 401 Reisensburg; 399, Leibiberg nach WETZLER)

Reisensburg Nr 6–4
Leibiberg (Nr. 14–1)

6 Obere Pflanzenmergel

Gelbe Molasse:
5 "Dinotheriensande"
4. Zapfen- oder äquivalente Phohsande
zuunterst Breccie mit vielen Tierresten, sog. Saugetierschichte = Knochenbreccie [442] 1,75–2,04 m, l. M — 1.90 m

(12.35 m):
(14) Kluftiger Letten 1,75–2,04 m, l. M — 1.90 m
(13) Sandsteinfloz, S, R, limn. M. — 0.29 m
(12) Sandiger Letten 1,61–1,75 m, l. M — 1.68 m
(11) Kohlenfloz — 0.07 m
(10) Blauer Letten, *Gardenia Wetzleri* — 1.17 m

Graue Molasse:
(9) Sand — 4.38 m
(8) Rostroter Letten, *Nelumbium Buchii* – Darunter Unionidenpflaster — 0.44 m
(3–7) Sand, Mergel, Letten, P, limn. M, in (3) *Hydrobia* — 2.13 m
(2) Grungelber, sandiger Mergel, S, R, limn. M — 0.29 m

(1) Hydrobienbank der Kirchberger Schichten

6. PROFIL

RÜHL (1896: 402)

Landstrost

Gelbe Molasse:
6 Letten mit Fischresten (Nr 6 von Reisensburg [5. Profil] entsprechend) — ca 3 m
5. Dunkle Letten — ca 0.25 m
4 Zapfensand (Nr 4 von Reisensburg [5. Profil] entsprechend) — ca 11 m
3. Violette Mergel mit Gipskristallen — ca 1 m
2 Grüngrauer Sand — ca 6 m
unten übergehend in Sandmergel mit *Mastodon angustidens*

Graue Molasse:
1 Grauer Sand mit verkohlten P-Resten, unteres Drittel petrefaktenreich, u. a *Bithynia*, "erinnert an den Anschluß von Leipheim" [vgl., 398, Nr. 4] — ca 8 m

(Bei Leipheim darunter Hydrobienbank der Kirchberger Schichten)

7. PROFIL

KRANZ (1904: 533 – 535)

Günzburger Gegend (Gesamtprofil)

Obere Pflanzenmergel / Obermiocan:
1–3 a) Obere Pflanzenmergel; P junger als Oehninger Flora
Stellenweise F, W
N Reisensburg — 0.60 m
Landstrost — ca 3.00 m

Dinotherien-Zapfen- und Pfohsande / Obermiocan:
1–3 b) "Dinotheriensand", darunter Zapfen- und Pfohsand P der Oehninger Flora Basal M, einige W
N Schloß Reisensburg — 12 m

4 Knochenbreccie, S, Land- und Süßwasser-M, P-Reste.
N Schloß Reisensburg — 0.25 m

Sylvana-Schichten / Obermiocan:
Schichtfolge und Petrefaktenlager (M, S, P) sehr veranderlich. Machtigkeitsangaben stark schwankend [so auch RÜHL] M der Silvana-Schichten, u. a *Cepaea silvana*, mehr oben,

Bithynia, Hydrobia, Unio etc. mehr unten.

Ton, Sand, Mergel bei Reisensburg — 8.60 + ? > 8.60 m
Landstrost — mindestens 14 m

Fisch- und Hydrobien-Schichten / Mittelmiocan / 17–11:
Harter Mergel und Steinmergel, *Hydrobia semiconvexa* [Nr 11?, 9?]

Sandige Schichten, limn. M
Darunter sandige Mergel *Lebias cephalotes*, *Rana danubina*
Machtigkeit wahrscheinlich gering

8. PROFIL

PROBST (1883: 168–171, 1866: 501, 1868: 172–173, 176, 179–181)

(10 km NE Biberach/Riß, 45 km SW Gunzburg)

1) Zapfensand — 7 m

2) Knauerschicht (Linse), S, Unionen, Schnecken, Mergelknollen mit P — 0.25 m

3) Grauer Mergel, P, *Ancylus* — ca 1.5 m

4) Braunkohlenschicht (Linse) — bis 0.25 m

5) Mergeliger Sand = Fischschicht, F, P, M — ca 0.20 m

6) Eigentliche Pflanzenschicht, *Bithynia*-Deckel — 0.30–0.50 m

7) Sand — ca 1 m

8) Bruchiger Mergel, R, zerdruckte *Helix*-Schalen, Nacktschnecke [*Limax* ?] — >1 m

(9) Albstein — 0.29 m

9. PROFIL

PROBST in ENGEL (1896: 396 wie 1908: 547–548)

Heggbach / Walpertshofen (5 km NE Heggbach)

[1] Zapfensande — 8.02 m
zuunterst linsenformige Mulde, S, *Unio*, Schnecken

[2] Kalkiger Mergel, P, *Ancylus* — 2.38 m

[3] Braunkohlenflöz (Heggbacher Kohle), P — 0.17 m

[4] Blauer Ton, F, M, R [V, 1879: 262] — 0.14 m

[5] Pflanzenschichte [Insekten, 1879: 263] — 0.34 m

[6] Feiner Sand — 2.34 m

[7] Grauer Mergel, *Cepaea silvana*, R — 3.72 m

Oberer Silvana-Horizont / Heggbach

[8] Albstein — 0.29 m

[9] Rauher, kalkiger Mergel — 2.29 m

[10] Gelbgruner, zarter Mergel — 1.15 m

[11] Mariner Pfohsand [OMM]

Deck-Sch. (OMM)

Unterer Silvana-Horizont / Walpertshofen

LEGENDE

Pleistozan weggelassen

A Amphibien
F Fische
M Mollusken
P Pflanzen
R Reptilien
S Sauger
V Vögel
W Wirbeltiere
[ ] Zusatze vom Verfasser
--- Korreferungshilfen
↑ (evtl.) Reichweiten
⇑ Verschiebungen

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

Heft 23, 1983

INHALT

FORSTER, REINHARD & HORST WEIER: Ammoniten und Alter der Niongala-Schichten (Unterapt, Süd-Tanzania) 51

HAGN, HERBERT: Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottnang, Subalpine Molasse) N Salzburg 125

HEIZMANN, ELMAR P. J. & VOLKER FAHLBUSCH: Die mittelmiozäne Wirbeltierfauna vom Steinberg (Nördlinger Ries). Eine Übersicht 83

JUNG, WALTER: *Tempskya*-Funde aus jungquartären Schottern Süddeutschlands 119

SCHAIRER, GERHARD: Die Cephalopodenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb): *Taramelliceras* 35

SCHLEICH, HANS HERMANN: Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. – 13. *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., ein neuer Nachweis aus dem Jungtertiär Süddeutschlands 77

SELMEIER, ALFRED: *Carapoxylon ortenburgense* n. sp. (Meliaceae) aus dem untermiozänen Ortenburger Schotter von Rauscheröd (Niederbayern) 95

YAMANI, SEYED-ALI: Die Bivalvenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb). Pteriomorphia II 3

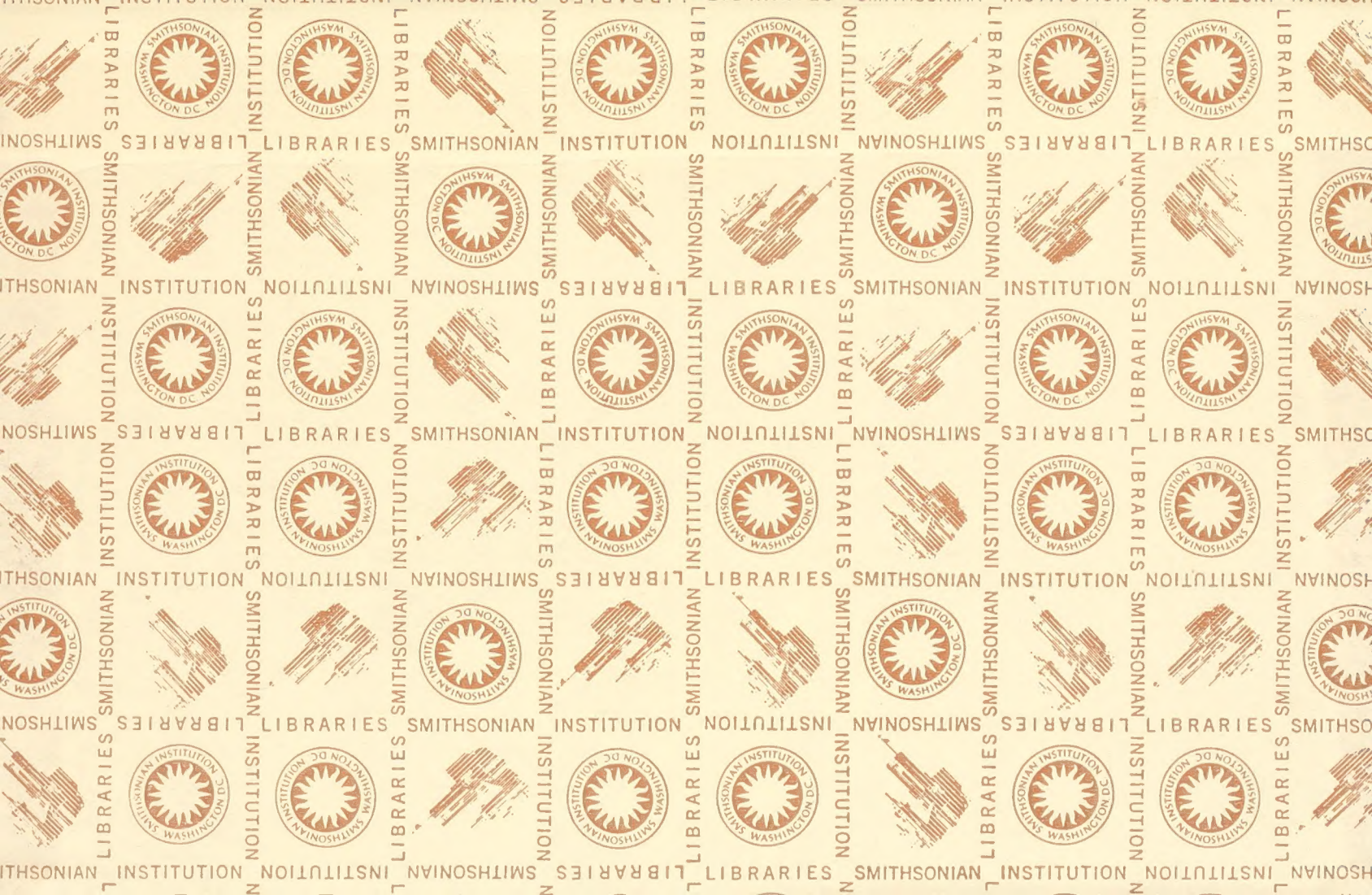
ZOBELEIN, HANS KARL: Die Vorlandmolasse bei Gunzburg a. d. Donau und Heggbach bei Biberach a. d. Riß im Rahmen des süddeutschen Jungtertiärs 151

München, 30. Dezember 1983

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, 8262 Altötting
ISSN 0077 - 2070

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01428 9508